PARTS OF THE ORIGINAL DOCUMENT

ARE OF POOR REPRODUCTIVE QUALITY

CERTAINES PARTIES DU DOCUMENT ORIGINAL

SONT DE PIÈTRE QUALITÉ DE REPRODUCTION

Atomic Energy Control Board
P.O. Box 1046
Ottawa, Canada
K1P 5S9

Commission de contrôle de l'énergie atomique
C.P. 1046
Ottawa, Canada
K1P 5S9

INFO-0235(F)

ÉTUDE SUR LES DÉFORMATIONS INTRAFORMATIONNELLES DANS LES SÉDIMENTS RÉCENTS, (QUATERNAIRE) CRITÈRES DE DÉFINITION DES STRUCTURES PRODUITES PAR LA SEISMICITÉ

par

Jean-Y. Chagnon et Jacques Locat
Université Laval

Un rapport de recherche soumis à
La Commission de contrôle de
l'énergie atomique
Ottawa, Canada

Projet n° 84.4.16

mai 1987

Canada

Rapport de recherche

ÉTUDE SUR LES DÉFORMATIONS INTRAFORMATIONNELLES DANS LES SÉDIMENTS RÉCENTS, (QUATERNAIRE) CRITÈRES DE DÉFINITION DES STRUCTURES PRODUITES PAR LA SEISMICITÉ

RÉSUMÉ

Cette étude porte sur les déformations intraformationnelles pouvant servir à titre de critères de séismicité. Elle est basée essentiellement sur une évaluation de données bibliographiques. La littérature sur le sujet a été examinée afin de trouver des informations tant sur les observations de terrain que sur les études en laboratoire. Des généralités sur les déformations intraformationnelles ainsi qu'une discussion sur les causes permettent de situer ces phénomènes dans leur contexte, de les définir et d'en présenter quelques classifications. L'analyse de la littérature permet de dégager quelques critères spécifiques à certaines déformations et aussi quelques critères généraux. Un chapitre est consacré à une revue de la littérature portant sur les essais en laboratoire exécutés afin d'obtenir des déformations souples. Enfin quelques recommandations sur la nature des travaux qui pourraient donner suite à cette étude sont formulées.

ABSTRACT

This study addresses deformation, in unconsolidated sediments, which may be potential indicators of paleo-seismic activity. It is based essentially on an evaluation of bibliographical information. The literature on this subject was examined in order to obtain information from both field observations and laboratory studies. General remarks on deformation of unconsolidated sediments and a discussion of their causes enable placing these phenomena in their context, defining them and to providing a number of classifications. An analysis of the literature reveals a few specific criteria, for certain types deformations as well as a number of general criteria. A chapter is devoted to a review of the literature on laboratory experiments conducted to produce ductile deformation. Finally, some recommendations are made concerning the nature of work which could be done as a follow-up to this study.

DÉNI DE RESPONSABILITÉ

Les opinions et énoncés exprimés dans cette publication n'engagent pas la Commission de contrôle de l'énergie atomique. Ni la Commission ni les auteurs ne sont responsables des dommages qui pourraient résulter de l'utilisation des renseignements contenus dans cette publication.

TABLE DES MATIÈRES

Table des matières.....i

Liste des illustrations.....v

Liste des tableaux.....vii

Chapitre I - Cadre et but du travail.....1

Introduction.....1

Les effets des séismes sur les sols.....4

Les buts du travail.....6

Chapitre II - Méthodes de travail.....12

Introduction.....12

Recherches bibliographiques.....13

Examen des titres.....15

Obtention des textes.....15

Analyse des textes.....16

Chapitre III - Généralités sur les déformations intraformationnelles.19

Introduction.....19

Le contexte.....19

Définition des structures de déformation.....20

Types de déformation.....22

1- Structures de surcharge ("load casts").....22

2- Structures en boules et coussins ("ball-and-pillow structures")...24

3- Pseudo-nodules.....25

4- Stratifications ondulées ("convolute laminations").....26

5- Structures de glissement ("slump structures").....27

6- Dykes clastiques ("clastic dykes - sandstone dykes").....28

7- Volcans de sable ("sand volcanoes").....29

8- Structures dues à des phénomènes climatiques.....35

A- Fentes en coin ("ice wedges - frost wedges").....35

B- Cryoturbation ("frozen-ground structures").....36

Définition utilisée dans ce rapport.....38

Cause des déformations.....39

Les agents.....39

Phénomènes naturels impliqués.....42

Moment de la déformation.....43

Classification.....45

Conclusion.....55

Chapitre IV - Analyse - synthèse.....61

Introduction.....61

Méthodes de travail.....61

Résultats.....61

1- Nombre de publications par an sur le sujet.....62

2- Type de structures et causes.....63

a)- Causes.....63

b)-les structures de déformation.....64

3- Causes des structures de déformation.....65

Conclusions basées sur des observations directes.....68

Conclusions basées sur le résultat d'expériences en laboratoire.....69

Conclusions basées sur l'analyse d'indices géologiques indirects.....70

Les structures de surcharge.....72

Structures en boules et coussins.....74

Pseudo-nodules.....75

Stratifications ondulées.....76

Structures de glissement.....81

Dykes clastiques.....84

Volcans de sable - de boue.....88

Fentes de gel - cryoturbation.....91

Failles - fractures.....94

Dimensions et orientations des structures de déformation.....95

Synthèse.....100

A- Critères spécifiques.....100

1- Dykes clastiques remplis par le bas.....100

2- Volcans de sable.....103

B- Critères généraux.....104

Chapitre V - Revue de la littérature sur les essais en laboratoire et les déformations.....116

Introduction.....116

Etudes analytiques des déformations.....118

Liquéfaction.....119

Sédimentation - fluidisation.....125

Structures sédimentaires avec déformations plastiques reproduites en laboratoire.....131

Période avant 1958.....133

La période de 1958 à 1970.....136

Période depuis 1970.....145

Discussions.....146

Chapitre VI - Conclusions et recommandations.....151

Conclusions.....151

Recommandations.....153

Liste de références.....155

Appendice I.....167

LISTE DES ILLUSTRATIONS

Fig. 1 - Localisation des épicentres des séismes de l'est du Canada..8

Fig. 2 - Zones sismiques de l'est du Canada.....9

Fig. 3 - Carte de zonage séismique du Canada, (édition,1970).....10

Fig. 4 - Carte de zonage séismique du Canada, (édition de 1982).....11

Fig. 5 - Structures de surcharge.....30

Fig. 6 - Structures en boules et coussins.....30

Fig. 7 - Pseudo-nodules.....31

Fig. 8a- Stratifications ondulées.....32

Fig. 8b- Stratifications ondulées.....32

Fig. 8c- Stratifications ondulées.....33

Fig. 9 - Structures de glissement.....34

Fig. 10- Volcans de sable.....34

Fig. 11- Fentes de gel.....37

Fig. 12- Cryoturbations.....37

Fig. 13- Les trois principaux types de plis intraformationnels, d'après Macar, 1958.....60

Fig. 14- Séquence des événements associés à la liquéfaction à différents moments (Ishihara,1978).....123

Fig. 15- Classification des formes d'ondes associées à un chargement irrégulier (Ishihara, 1977).....124

Fig. 16- Structures de charge formées à l'interface des couches de sable et d'argile (Allen, 1970).....126

Fig. 17- Le comportement d'une dispersion de granules durant l'accumulation des particules (Allen, 1977).....130

Fig. 18- Déformations calculées (points noirs) et observations de couches déformées pour cinq cas différents (Allen et Banks, 1972).130

Fig. 19- Formation de pseudo-nodules en cinq étapes (Kuenen, 1958)...138

Fig. 20- Structures en flammes et structures de charge - 4 exemples (Dzulynski et Walton, 1963).....140

Fig. 21- Structures internes dans une turbidite artificielle (Dzulynski, 1965a).....141

Fig. 22- Déformations dans des sables par écoulement d'eau (Selley,1969).....144

Fig. 23- Structures d'injection vers le haut (Anketell et al.1970)...147

Fig. 24- Déformations dans des couches dont une a un comportement fragile alors qu'une autre est sensible à la liquéfaction (Anketell et al. 1970).....147

Fig. 25- Formation de structures en coussins à l'aide de vibrations pour des couches de sable et d'argiles calcareuses (Weaver et Jeffcoat, 1978).....148

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I - Classification des structures sédimentaires non-organiques.....50

Tableau II - Classification des structures de déformation, selon Gill (1979).....51

Tableau III - Classification des stratifications ondulées, tiré de Davies (1965).....57

Tableau IV - Classification des structures de charge, tiré de Kelling et Walton, (1957).....58

Tableau V - Classification génétique des structures de déformation engendrées sous la surface de l'eau (Elliott, 1965)...59

Tableau VI - Nombre de publications par an.....66

Tableau VII - Types de structures de déformation vs. causes.....67

Tableau VIII- Hypothèses sur l'origine des stratifications ondulées, tiré de Davies)1965).....82

Tableau IX - Dimensions des structures de déformation.....96

Tableau X - Critères de déformation selon différents auteurs.....105

Tableau XI - Caractères macroscopiques de liquéfaction (Wang et al.,1983a).....108

Tableau XII - Application pratique des formes de liquéfaction (Wang et al.,1983a).....109

Tableau XIII- Données sur quelques expériences de laboratoire produisant des structures telles que des convolutes ou autres déformations souples.....132

Tableau XIV - Variations des facteurs et des structures résultantes

pour des déformations souples obtenues en laboratoire (McKee et Goldberg, 1969).....142

CHAPITRE I

CADRE ET BUT DU TRAVAIL

INTRODUCTION

Ce projet de recherche a été exécuté en vertu d'un contrat adjugé par la Commission de contrôle de l'énergie atomique du Canada aux chercheurs du Groupe de Géologie de l'ingénieur du département de géologie de l'université Laval. Il résulte de l'intérêt manifesté par la Commission pour l'approfondissement des connaissances dans le domaine de la séismicité. Ces connaissances sont indispensables à tout organisme qui a pour mission de s'assurer que les conceptions de structures majeures, telles les centrales nucléaires, rencontrent toutes les normes requises de sécurité et offrent une garantie raisonnable de résistance aux phénomènes naturels tels que les séismes.

Il est bien établi et connu que la région de l'est du Canada, notamment le centre du Québec et les abords du St-Laurent, en est une de haute activité séismique.La localisation des épicentres de la plupart des séismes majeurs perçus dans l'est du Canada depuis 1534 est établie par les travaux de Smith (1962,1964). L'examen de la figure 1 (page 8) montre que la répartition des épicentres n'est pas régulière. Cependant on a longtemps considéré que la séismicité était un phénomène régional affectant à peu près tout l'ensemble des Basses-Terres du St-Laurent. Récemment, Basham et al.(1979) ont étudié systéma-

tiquement la répartition des épicentres et ont distingué des zones homogènes d'activité séismique (figure 2, page 9). Ce travail a d'ailleurs contribué à une modification majeure de la carte régionale de probabilité séismique (figure 3-ancienne carte, édition de 1970 -- figure 4-nouvelle carte,édition de 1982).

Cette nouvelle carte reconnait que l'activité séismique dans l'est du Canada n'est pas uniforme, mais qu'elle est plutôt concentrée dans certains secteurs qui pourraient être isolés les uns des autres. Cette notion d'isolement des zones d'activité séismique est fondamentale. Elle a des répercussions majeures sur les théories portant sur les causes des séismes, théories qui sont imparfaites et qui font toujours l'objet de discussions actuellement. Ce sujet intéressant étant toutefois hors du domaine du travail présenté ici, il ne sera pas élaboré d'avantage. Un autre aspect important de la notion d'isolement ou d'absence de relations entre les zones d'activité séismique est que le territoire qui sépare ces zones connait peu ou pas d'activité séismique. Cette condition est alors utile car l'absence de toute activité séismique est un élément dominant dans la conception de structures importantes. Toutefois cette condition n'est pas établie de façon positive; en réalité elle n'est établie que de façon négative. On sait que depuis 1534,il n'y a pas eu de séismes majeurs dans certaines parties du territoire (i.e: Nicolet, Trois-Rivières..), mais on ignore ce qui a pu s'y produire avant 1534. On ne dispose donc pas de véritable

certitude quant à la séismicité des territoires qui séparent ou entourent les zones dites de "haute activité". La raison pour laquelle les données sur l'activité séismique dans ces secteurs sont peu abondantes est que la définition des zones séismiques est actuellement basée sur la perception que l'on a des séismes depuis la découverte du Canada en 1533. L'observation de ces phénomènes était limitée au départ aux territoires habités et était limitée aux facultés d'observation physique des individus. Depuis le début du siècle des appareils, de plus en plus perfectionnés, assurent une meilleure qualité d'observation. Mais nos connaissances sur les zones actives, même si elles s'améliorent continuellement, sont toujours imparfaites, parce qu'étalées sur une période trop courte.

Aussi est-il important de tenter d'améliorer ces connaissances en ayant recours à des sources d'information autres que celles basées uniquement sur la perception humaine et mécanique des séismes. Des méthodes indirectes basées sur l'observation des effets des séismes permettraient d'allonger la période d'observation, c'est-à-dire de remonter avant 1534.Il s'agit donc d'identifier des effets permanents indiscutables des séismes, de bien établir la relation séismes-effets, et de les observer sur le territoire et d'en définir la répartition géographique. On pourrait ainsi arriver à délimiter avec beaucoup plus de précision des zones homogènes d'activité séismique.

Les dépôts sédimentaires de la mer de Champlain recouvrent une grande partie du territoire habité, soit

les Basses-Terres du Saint-Laurent, et ce depuis la fin du dernier épisode de glaciation. Ces dépôts sont donc en place depuis 15,000 ans environ et, puisqu'ils sont susceptibles de réagir aux séismes, ils peuvent être des témoins fiables de l'activité séismique qui les a affectés depuis leur mise en place. Ceci situe donc le cadre de ce travail,à savoir, étudier les effets des séismes sur les dépôts récents afin d'en arriver ultimement à une définition plus précise des zones d'activité séismique dans l'est du Canada.

LES EFFETS DES SEISMES SUR LES SOLS

Un sol soumis à des secousses séismiques peut être affecté de diverses manières. On peut présenter ainsi l'ensemble de ces effets:

1- Effets de déformation et de remaniement. Le sol est déformé et sa structure est modifiée. Dans un cas extrême la structure ou microstructure du sol est complètement oblitérée et une nouvelle structure est formée. Dans un cas de moindre intensité,la structure ou microstructure est à peine perturbée. Dans les cas intermédiaires,les structures primaires du sol sont conservées mais fortement déformées. De nouvelles structures, secondaires, peuvent être créées. L'étude portera sur ce type d'effets.

2- Modification des propriétés mécaniques du sol. Les contraintes cycliques engendrées par les séismes ont pour

effet à long terme de modifier les propriétés de certains types de sol (argile,silt). Ce genre d'effet est peu connu et documenté et ne sera pas étudié ici.

Les effets de déformation et de remaniement qui font l'objet de ce travail sont généralement désignés sous le vocable de "structures de déformation" ou de "déformation intra-formationnelle". Nous verrons plus loin que l'accord sur le sens précis de ces termes n'est pas unanime. De plus nous verrons que l'origine possible de ces "structures de déformation" n'est pas unique. Malheureusement,il n'y a pas que les séismes qui en sont à l'origine. Des mécanismes différents et nombreux peuvent amener la production des déformations et ce, en vertu de causes diverses. Ainsi,dans l'est du Canada,des perturbations ont été observées fréquemment dans les sédiments récents. Puisque ce territoire a subi une glaciation qui s'est terminée il y a environ 10,000 ans et que le climat au terme de la glaciation était très froid, les scientifiques ont généralement attribué les déformations aux effets de la glaciation ou du froid.

Par contre, dans d'autres pays qui n'ont pas subi de glaciation récente et où les séismes se manifestent régulièrement (Japon, Californie..) les scientifiques ont pu établir, parfois par observation directe, la relation entre les déformations des sédiments et les séismes. La relation y est parfois si évidente, les autres causes étant absentes,que l'on identifie rapidement la séismicité comme la cause, sans se soucier de l'établissement de critères qui caractérisent cette relation.

Dans l'est du Canada, où les causes possibles et plausibles des déformations sont nombreuses il est essentiel de trouver ou de définir des critères qui permettent de reconnaître la source des déformations, surtout si elle est de nature séismique. Il serait surprenant que, dans un territoire dont certaines parties sont reconnues pour leur haut niveau d'activité séismique, toutes les déformations intraformationnelles observées soient dues à la glaciation et aux effets du gel. On peut logiquement s'attendre à retrouver un certain nombre de déformations attribuables à l'activité séismique, surtout dans les secteurs où elle est forte.

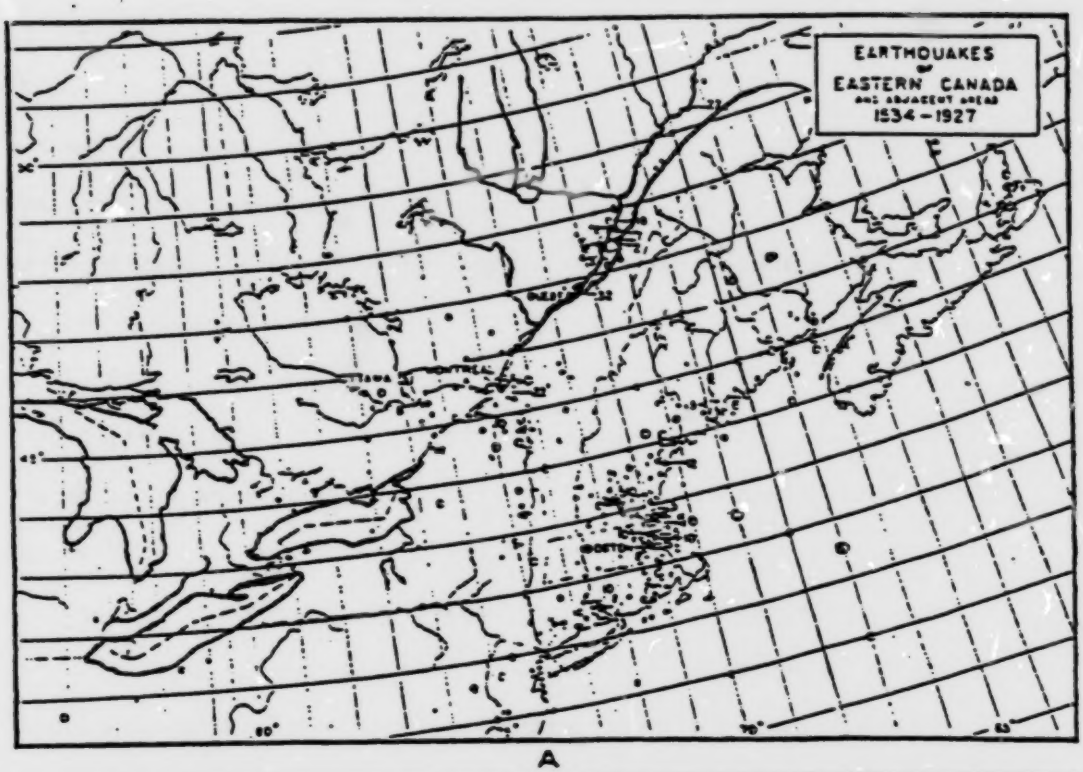
LES BUTS DU TRAVAIL

Le but premier de ce projet est d'identifier des critères permettant de définir les types de déformations produites dans les sols et les roches par les séismes. Il s'agit donc de présenter les caractéristiques qui permettent d'attribuer un ou plusieurs types de déformations aux seuls effets de l'activité séismique.

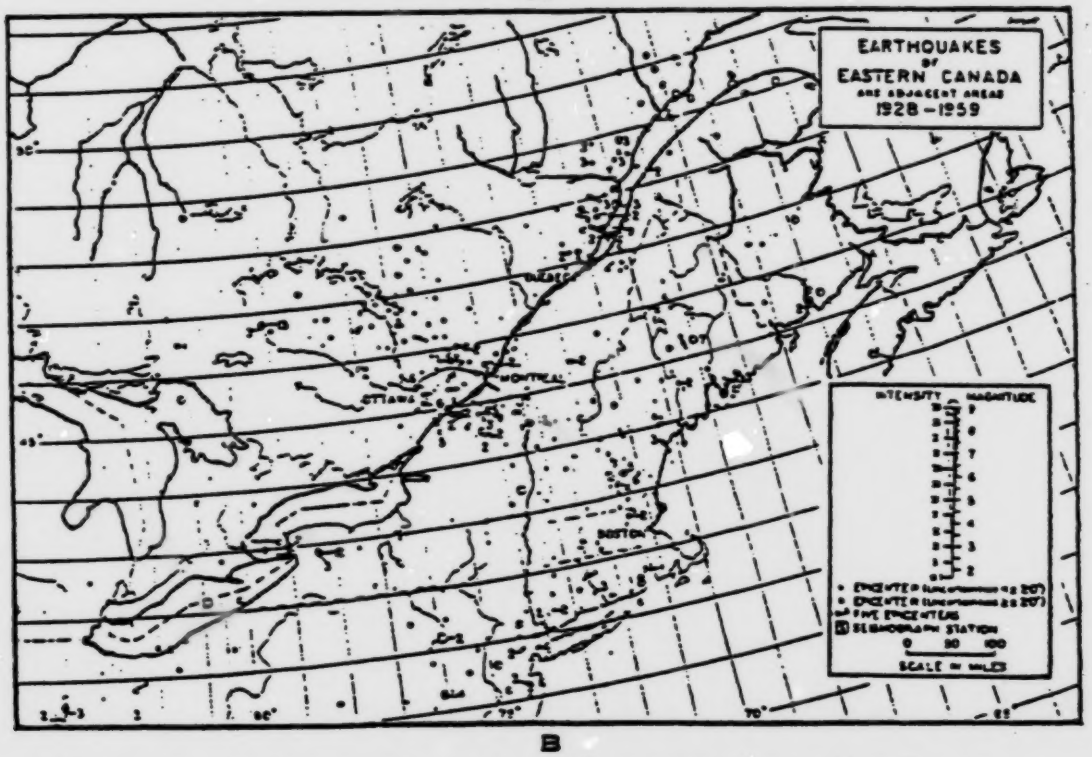
Des buts secondaires inhérents à la méthode de travail (discutée au Chapitre II) sont d'établir un inventaire bibliographique sur le sujet des déformations. Il n'est pas question d'établir un inventaire complet et exhaustif, mais de tirer profit de la recherche bibliographique accomplie dans le cadre du projet pour en faire un inventaire partiel qui soit représentatif des concepts véhiculés dans la littérature.

Un autre but secondaire est de faire une syn-

thèse des connaissances sur le sujet des déformations intra-formationnelles. Ces déformations sont observées et décrites depuis longtemps. Plusieurs auteurs ont tenté d'en établir les causes, certains en analysant les observations "in situ", d'autres suite à la simulation expérimentale en laboratoire. Quelques-uns ont tenté de les classifier en utilisant des bases diverses. Néanmoins ce sujet est peu connu et demeure en marge de la géologie comme en fait foi le peu d'espace que l'on y consacre dans la plupart des manuels. Il appartient à un domaine spécialisé de la géologie et les informations les plus abondantes se retrouvent dans des revues spécialisées. Il sera donc approprié de faire une courte mise au point sur les connaissances actuelles.



A



B

Figure 1 - Localisation des épicentres des séismes de l'est du Canada.

(de Smith, W.E.T.,1962, 1966).

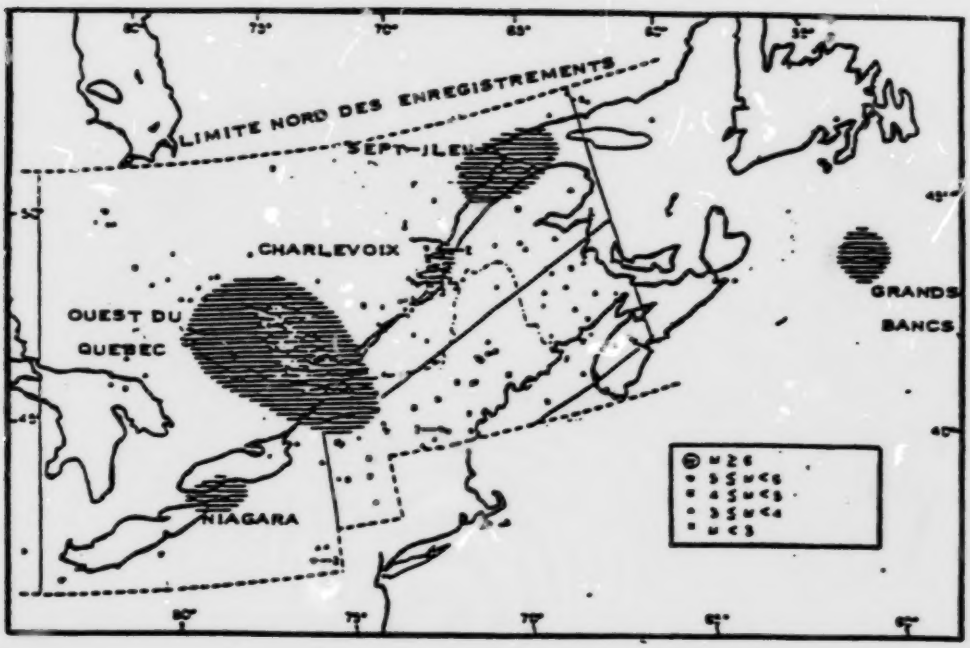


FIGURE 2 : ZONES SISMIQUES DE L'EST DU CANADA (de Basham et al., 1979).

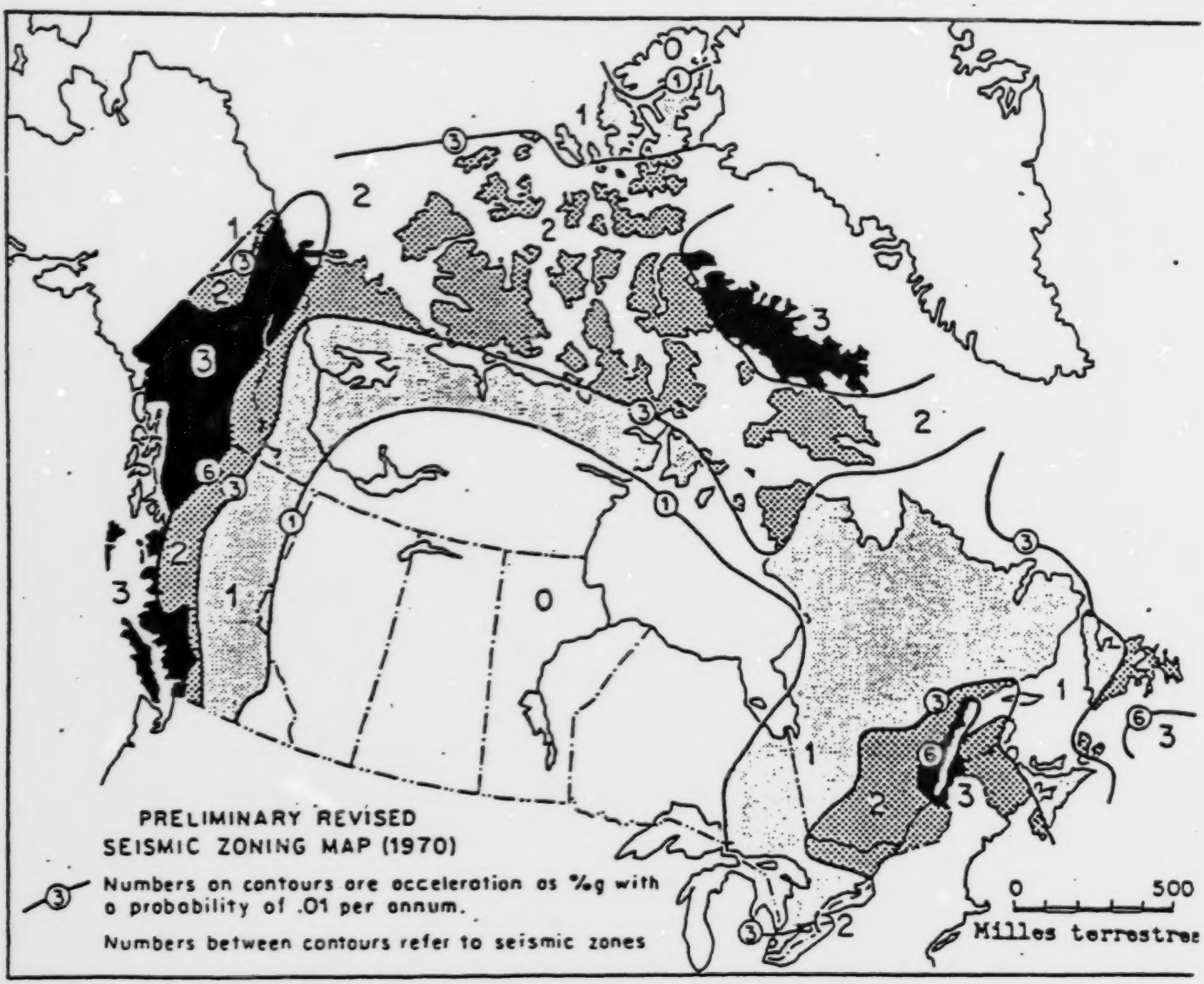


Figure 3- Carte de zonage séismique du Canada.
(édition de 1970)

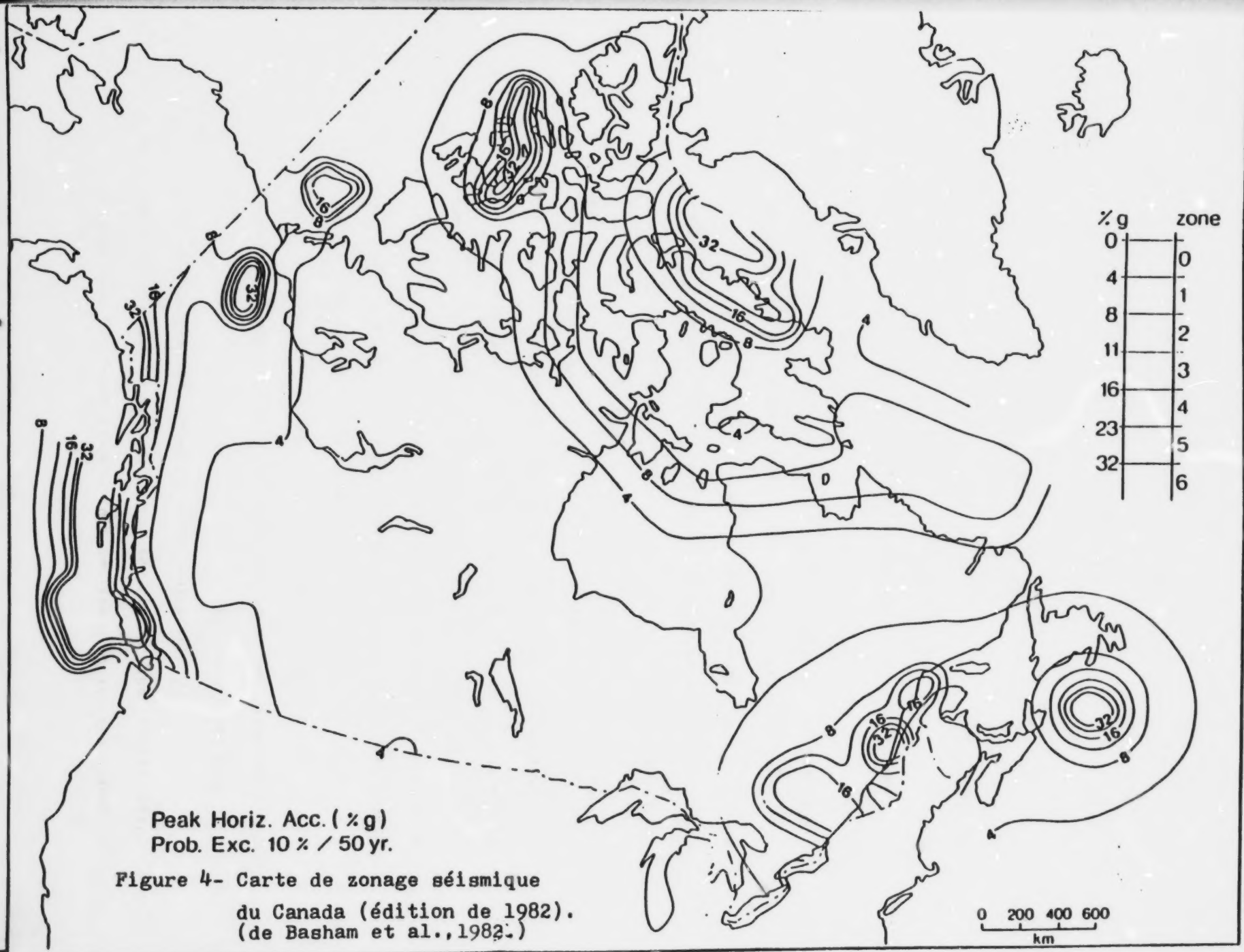


Figure 4- Carte de zonage séismique du Canada (édition de 1982). (de Basham et al., 1982.)

CHAPITRE II

METHODES DE TRAVAIL

INTRODUCTION

Puisque la définition des critères recherchés ne peut être obtenue qu'en consultant les données disponibles, la base de ce projet est une recherche bibliographique qui représente l'inventaire des données connues sur les déformations intraformationnelles. Les données recherchées sont de natures diverses, i.e.: descriptives, analytiques, expérimentales, etc... Ce n'est qu'au terme de cette étape que la synthèse des connaissances est possible. Il est donc important de bien la réaliser.

Un travail semblable a déjà été exécuté par Sims(1978) qui a par ailleurs établi une relation entre les déformations intraformationnelles et les tremblements de terre en Californie. Le travail de Sims peut donc être considéré comme un point de départ. Cependant, le matériel recherché par Sims diffère quelque peu de celui qui est l'objet du présent travail. Sims s'intéresse surtout aux déformations "pénécontemporaines" à l'exclusion des structures associées aux déformations tectoniques telles que failles,plis,etc.. Or de nombreux auteurs décrivent sous les noms de plis ou failles des structures d'origine non tectonique.

Une autre source utile de renseignements est Coates (1975) qui a réalisé dans le cadre d'un projet de recherche sur les déformations intraformationnelles une compi-

lation de références bibliographiques. Le travail de Coates est cependant plus restreint et plus sélectif que celui de Sims.

Nous avons examiné attentivement ces deux sources (Sims,1978 - Coates,1975) et avons retenu de chacun, surtout de Sims, les titres des textes qui étaient les plus pertinents. (La bibliographie préparée par Sims est annotée; il est donc possible de déterminer la pertinence des textes mentionnés). Les titres retenus furent commandés pour fins d'analyse.

RECHERCHES BIBLIOGRAPHIQUES

Afin de compléter les données obtenues lors de l'étude des travaux cités, nous avons consulté la banque de données géoscientifiques du système GEOREF. De plus, en parallèle, nous avons exécuté une fouille plus limitée, toujours par le biais du système GEOREF sur le sujet des dykes clastiques.

Ces deux recherches à l'aide de GEOREF sont basées sur l'utilisation de mots-clés choisis de manière à bien cerner le thème de recherche et à livrer le plus grand nombre de textes pertinents. En utilisant des mots-clés qui pouvaient être combinés de plusieurs façons nous avons fait en sorte d'obtenir un surplus de titres. C'est-à-dire que plusieurs sphères connexes au sujet recherché étaient examinées afin d'éviter des lacunes. Le résultat est que plusieurs des titres livrés n'étaient pas vraiment pertinents et qu'ils furent rejetés suite à une analyse, soit des résumés, soit des textes mêmes.

Cette procédure qui a livré délibérément des

textes non requis était un moyen de s'assurer que la recherche était aussi complète que possible.

Les titres obtenus lors de la recherche bibliographique sur les déformations intraformationnelles par le système GEOREF sont au nombre de 505. Il faut mentionner ici que la recherche ne s'appliquait qu'aux textes publiés et répertoriés après 1978. En effet le travail de Sims(1978) couvrait adéquatement la période allant de 1819 à 1978. Il n'était donc pas nécessaire de reprendre ce travail.

La recherche plus restreinte sur les dykes clastiques a livré 203 titres.

Enfin une recherche conventionnelle, c'est-à-dire ne faisant pas appel aux banques de données informatiques, mais basée sur l'examen de documents non généralement répertoriés dans les banques (i.e.: rapports géologiques émanant des gouvernements fédéral et provincial, comptes-rendus de symposia locaux, etc..) a livré 35 titres additionnels.

Outre les titres cités par Sims (1978), la recherche bibliographique a donc livré 843 titres.

En résumé les sources telles que Sims et Coates nous ont livré des titres de travaux sur les déformations intraformationnelles. Ces données furent complétées par une recherche bibliographique informatisée et par une recherche conventionnelle. Le résultat est que nous avons disposé d'une liste impressionnante de titres de travaux sur le sujet de recherche.

EXAMEN DES TITRES

Les titres de documents furent analysés pour éliminer tous les titres qui de toute évidence n'étaient pas pertinents. Ceci s'applique surtout à la liste provenant de GEOREF qui contenait inévitablement des titres introduits par erreur. En plus certains titres se retrouvaient dans plus d'une liste, étant cités par Sims (1978) et par l'une ou l'autre des listes provenant de GEOREF. Il a donc fallu concilier ces listes. Tous les titres retenus suite à cette épuration et conciliation furent commandés pour fin d'examen.

OBTENTION DES TEXTES

Le résultat des recherches bibliographiques s'est traduit par la rétention de 378 titres qui, selon leur description, semblaient être pertinents. Nous avons donc commandé de diverses sources tous les titres retenus. Les principales sources consultées étaient:

- bibliothèque scientifique de l'université Laval.
- bibliothèque de la Commission géologique du Canada.
- bibliothèque du U.S. Geological Survey.
- bibliothèques internes du département de géologie (bibliothèques personnelles) de l'université Laval.
- bibliothèque du Ministère de l'énergie et des ressources, Québec.

La source la plus utile fut la bibliothèque de la Commission géologique du Canada qui nous a fourni 88 textes et s'est chargée de les photocopier, ce qui fut très apprécié.

L'étape de l'obtention des textes fut assez longue; elle débuta en octobre 1982 et se termina en juillet 1983. La majeure partie du travail requis fut exécutée par M. Michel Laverdière engagé dans le cadre de ce projet.

Des 378 textes commandés, 338 furent livrés. Quarante textes ne sont toujours pas disponibles. L'examen des titres manquant montre que la plupart sont en langue étrangère (russe, japonais, polonais) et que de ce fait ils ne nous seraient pas compréhensibles. De plus, nous avons en main des textes écrits par plusieurs des auteurs dont les titres manquent. Lors de l'analyse nous avons constaté que beaucoup d'auteurs qui ont plusieurs articles à leur crédit ont tendance à répéter ou à raffiner leurs idées. L'absence des textes provenant d'auteurs dont nous disposons d'autres écrits est alors de conséquence moindre. Enfin, sept textes qui semblaient pertinents n'ont pu être obtenus.

ANALYSE DES TEXTES

Dès qu'un texte était livré il était soumis à une analyse préliminaire qui avait pour but de déterminer s'il était vraiment pertinent et devait être conservé. Si oui, les données utiles à une classification provisoire de l'article étaient extraites et une fiche (auteur, titre, année, source de publication et codification) était préparée. Plusieurs articles dont les titres étaient trompeurs ou ne réflétaient pas bien la teneur furent éliminés à cette étape.

Dans une étape subséquente, une analyse

complète de chaque article fut exécutée. Nous avons alors tenté l'extraction de la totalité des données pertinentes de tous les textes conservés après l'analyse préliminaire. Afin de guider ce travail nous avons préparé et utilisé une fiche de codification des données. Cette fiche qui se voulait aussi complète que possible est présentée en annexe. Elle fut préparée après la lecture d'une bonne partie des textes en tenant compte des fins du projet. Son usage permet de codifier l'information extraite des textes. Chaque code est alors versé au dossier du document et, grâce à un traitement informatisé, il est possible de trier et de comparer l'information disponible dans chaque article. Cette méthode de travail est avantageuse au niveau de la synthèse et elle s'est avérée pratique à l'usage. Cependant un tel système de fiche posséde des limites et ne peut servir adéquatement tous les cas. L'analyse de chaque texte fut donc complétée par la rédaction d'un commentaire. Ceci fut utile surtout pour les articles généraux où les auteurs traitent de plusieurs types de déformations. Quand trop de thèmes sont abordés dans un article, ou un livre, tous les paramètres de la codification sont utilisés et la fiche cesse d'être utile lors d'un tri. Dans tous ces cas des commentaires furent mis en mémoire afin de faire ressortir les points importants du texte analysé.

La presque totalité des textes a été analysée par les deux responsables du projet et tous les textes ont été analysés par au moins un chercheur.

Enfin, pour combler les lacunes du système de

fichier informatisé chaque responsable a aussi préparé des notes particulières sur certains sujets.

Notons ici que les textes sur les structures de déformation ou les déformations intraformationnelles sont abondants, surtout si on touche aux sujets périphériques à ces thèmes. Il a été nécessaire de restreindre la documentation en éliminant des titres qui relèvent surtout du domaine de la mécanique des roches. Depuis quelques années les revues spécialisées en géotechnique publient de nombreux articles sur les propriétés mécaniques des sols liquéfiables. La plupart de ces articles ne cadraient pas vraiment avec le thème du projet et ils ne furent pas retenus; seuls ceux qui traitaient des méthodes expérimentales telles qu'appliquées aux déformations furent retenus.

CHAPITRE III

GENERALITES SUR LES DEFORMATIONS INTRAFORMATIONNELLES

INTRODUCTION

Le but de ce chapitre est de faire ressortir en termes généraux les connaissances et perceptions actuelles sur les déformations intraformationnelles. Ceci peut sembler superflu et hors-propos dans le contexte de ce projet, mais le sujet est si peu connu et est généralement traité de façon si marginale dans les textes "académiques" et même dans les revues spécialisées qu'il est utile de faire un tour d'horizon rapide et de souligner certains thèmes accessoires afin d'éviter plus tard des répétitions inutiles.

Les informations présentées ici sont tirées de livres généraux sur le sujet et des articles spécialisés consultés lors de l'étude bibliographique.

LE CONTEXTE

Le concept de déformations intraformationnelles est traité dans les textes généraux portant sur la sédimentologie, la stratigraphie et à un degré moindre dans les textes portant sur la géologie structurale et/ou la tectonique.

Dans presque tous ces textes le traitement

accordé au sujet est superficiel, car on semble considérer qu'il est d'intérêt limité. Seuls quelques livres y consacrent tout un chapitre (Potter,Pettijohn, 1963 - Collinson, Thompson,1982 - Gubler,1966 pour en citer quelques-uns). Par contre le nombre d'articles publiés dans les revues spécialisées est assez grand et ces articles sont souvent consacrés à la description d'un type spécifique de déformation. Peu d'auteurs se sont arrêtés sur des thèmes tels que: classification et définition des déformations. Généralement on les décrits et on discute des causes probables des phénomènes observés. Il y a peu de textes ou articles de synthèse sur le sujet. La recherche bibliographique publiée par Sims (1978) est un premier pas dans cette voie car elle permet de réunir les éléments utiles à la réalisation d'une synthèse.

DEFINITION DES STRUCTURES DE DEFORMATION

En général les termes utilisés pour définir ce qu'est une structure de déformation se ressemblent. Cependant certains auteurs ont une vision restrictive du sujet alors que d'autres offrent des définitions plus globales.

La définition la plus large que l'on puisse adopter est que les structures de déformation représentent des déformations de couches spécifiques, peu importe l'origine et le moment de leur manifestation. La déformation intraformationnelle d'autre part est une structure de déformation située au niveau d'une couche bien identifiée sans que les couches adjacentes (supérieures ou inférieures) soient affectées, et ce, sans égard

aux causes et au moment de sa manifestation. Peu d'auteurs adoptent une définition aussi large et la plupart de ceux qui le font ajoutent des restrictions.

Potter et Pettijohn (1963), dans un chapitre consacré aux structures de déformation,ne considèrent que les déformations qui affectent les structures primaires des roches ou formations sédimentaires. Ils s'intéressent plus spécialement aux déformations qui se sont manifestées au moment de, ou peu après, la déposition. Il s'agit donc vraiment de déformations "péné-contemporaines". Sont alors exclues toutes les déformations résultant d'activités tectoniques,d'altération chimique et de changements de volume dus à l'action du gel, de glissements de terrain ou autres mouvements du sol. Pettijohn et Potter (1964) utilisent à nouveau cette conception restreinte des déformations. Gubler(1966) offre aussi une conception semblable: "Il s'agit de déformations résultant de phénomènes sédimentaires affectant des dépôts non encore consolidés,et non de déformations d'origine tectonique affectant des roches préalablement indurées." (p.128).

Shrock (1948) présente une vue plus globale car, dans son exposé sur les structures de déformation, il accepte les structures formées avant l'induration et les structures formées après. En réalité il considère les deux types mais les traite séparément. Cette conception va donc plus loin que celle présentée antérieurement. De plus, elle ne se limite pas seulement aux structures résultant de processus purement sédi-

mentaires. Collinson et Thompson (1982), ainsi que Leeder (1982), consacrent un chapitre entier aux déformations et décrivent des structures d'origines diverses formées jusqu'au moment de la lithification. C'est dans les manuels de géologie structurale ou de tectonique que l'on retrouve les définitions les plus larges. Ainsi Billings (1954) accepte sous ce vocable toutes les déformations, peu importe leur origine. Hills(1963) fait de même tout en accordant peu d'importance aux déformations pénécontemporaines. Ces définitions ou conceptions sont très générales, surtout les dernières, et ne peuvent servir de guide dans le cadre de ce projet. Aussi est-il pertinent d'énumérer,voire d'illustrer les types de déformations considérées dans ce projet et enfin de présenter notre conception des structures de déformation telle que nous l'utiliserons dans ce rapport.

TYPES DE DEFORMATIONS

Quelques types de déformation seront décrits ici. Par souci de concision,cette présentation sera limitée aux types principaux à l'exclusion des multiples variations connues. De plus, nous ne tenterons pas d'établir ici la cause ou l'origine des déformations, même si certains auteurs en définissent quelques-unes en fonction de l'origine. Ceci sera noté, sans plus car ce sujet sera abordé plus loin dans une section unique.

1- STRUCTURES DE SURCHARGE ("LOAD CASTS")

Ce type de structure est parfois identifié

sous d'autres noms (figures de charge, moulage de charge). On les trouve généralement à la partie inférieure des couches de sable avec entrelits d'argile. On les trouve parfois dans des couches composées uniquement de sable. Les structures de surcharge sont formées alors que les sédiments sont à l'état plastique peu après la déposition. Elles adoptent la forme de poches ou pochettes arrondies avec à l'occasion des saillies irrégulières. Leurs dimensions varient de quelques millimètres à plusieurs mètres (Collinson et Thompson, 1982). Elles sont rarement isolées et couvrent généralement de grandes surfaces. Les pochettes sont remplies de sable, souvent légèrement plus grossier que le sable des couches adjacentes. On distingue parfois des structures internes dans le sable à l'intérieur des poches, sous la forme de lamines ondulées. Les argiles sous-jacentes sont déformées surtout sous les pochettes. Ces caractéristiques indiquent, d'après ceux qui les ont étudiées, que ces structures sont attribuables à l'action de la gravité sur des couches de matériaux hydroplastiques. La différence de densité entre les divers matériaux provoquerait la formation des structures. Le terme "structure de surcharge" indique implicitement que l'origine de la structure est lié à une surcharge. On peut dans ce cas difficilement éviter de mentionner l'origine.

D'ailleurs c'est Kuenen (1953) qui a proposé l'emploi de ce nom pour désigner des structures jusqu'alors nommées "empreinte de courant ou d'écoulement" (flow casts). Il considérait qu'on ne pouvait les identifier en les dissociant de

leur origine. Ce nom est maintenant adopté par tous.

La figure 5 illustre l'aspect typique des structures de surcharge.

2-STRUCTURES EN BOULES ET COUSSINS ("BALL-AND-PILLOW STRUCTURES")

Ces structures sont aussi parfois désignées par le nom de "structures en traversin". On les trouve généralement là où une couche de sable est superposée à une couche de silt ou d'argile. La partie inférieure de la couche de sable est séparée en de nombreux éléments de forme à peu près sphérique ressemblant à des traversins. Ils sont souvent alignés avec une partie inférieure convexe qui pénètre dans la couche sous-jacente. Leur face supérieure est plane. Ils sont souvent très rapprochés et limités à une couche spécifique (Potter et Pettijohn, 1963) étant totalement absents des couches adjacentes. Ils sont constitués uniquement de sable et leurs dimensions varient de quelques centimètres à environ deux mètres. On les trouve normalement à la base de la couche sablonneuse qui est déformée alors que la partie supérieure est intacte. L'argile sous-jacente est fortement déformée et semble enrober les traversins avec quelques projections dans la couche de sable.

On trouve ces structures dans des dépôts d'âge variant de l'Ordovicien au Récent (Macar, 1948). Elles ne semblent pas associées à un milieu caractéristique mais sont plutôt associées à des conditions spécifiques au moment de la déposition. Kuenen (1958) a réussi lors d'expériences en labora-

toire à reproduire fidèlement ces structures. Il a déposé une couche de sable sur une couche d'argile et a soumis l'ensemble à des chocs. Le sable s'est dispersé en adoptant la forme de traversins et s'est enfoncé dans l'argile partiellement liquéfiée. Il semble donc que le mouvement du sable dans l'argile soit purement vertical.

La figure 6 illustre des structures en boules et coussins.

3- PSEUDO-NODULES

Ce terme créé par Macar (1948) est utilisé pour désigner des structures en forme de miche ou de rein, à stratifications concentriques ou contournées généralement parallèles à l'enveloppe. On peut parfois observer des plissottements secondaires dans les parties centrale et supérieure des pseudo-nodules. Les pseudo-nodules sont constituées de sable et se retrouvent parfois isolées mais généralement en groupe dans un matériel argileux. Ils ne sont pas reliés à une couche de sable, mais on observe toujours une couche de sable plus haut dans la section. L'argile qui enveloppe les pseudo-nodules est remaniée et présente des signes de grande déformation. Leur dimension la plus longue varie de quelques centimètres à plusieurs mètres.

Tout comme les structures en boules et coussins, dont plusieurs pensent qu'ils sont un cas extrême, leur formation est associée à une "descente verticale, accompagnée ou non d'un léger déplacement latéral, d'un sédiment sableux

dans un substratum hydroplastique plus vaseux, sous l'influence d'une surcharge locale." (Gubler, 1966). Notons que lors des expériences de Kuenen (1958) les pseudo-nodules furent aussi reproduits.

La figure 7 illustre des exemples caractéristiques de pseudo-nodules.

4- STRATIFICATIONS ONDULEES ("CONVOLUTE LAMINATIONS")

Ces structures sont désignées aussi sous le nom de "couches contournées" et an anglais sous le nom de "convolute bedding". Elles se retrouvent fréquemment au niveau des lits particuliers de sable ou de silt dans divers milieux. Elles consistent en stratifications marquées par des ondulations et plissottements irréguliers. Les lits adjacents, en positions inférieure et supérieure, ne sont pas dérangés.

Une caractéristique importante de ces structures est que les couches qui les contiennent ont une grande continuité latérale. De plus on n'y observe jamais de failles, même si les plissottements sont des plus complexes. Des anticlinaux à crête aiguë et étroite sont séparés par des synclinaux étalés et arrondis. La partie inférieure des plis est parfois en forme de bassin alors que les anticlinaux peuvent être en forme de dômes. Des variations considérables dans les formes sont observées.

En général la sévérité des plis augmente vers le sommet des lits en partant à la base de lamines non affectées.

Au sommet les plis peuvent s'atténuer graduellement ou être tronqués brutalement. L'épaisseur des couches à stratifications ondulées varie entre deux et cinquante centimètres. La formation des ondulations implique une déformation plastique d'un sédiment partiellement liquéfié peu après sa déposition.

La figure 8 illustre des exemples types de ces structures.

3- STRUCTURES DE GLISSEMENT ("SLUMP STRUCTURES")

Ce terme est utilisé de façon uniforme en français. En anglais son équivalent habituel est "slump structures" mais on lui connait plusieurs synonymes, i.e.:"slide-marks,slump marks". On l'a utilisé dans le passé pour désigner toutes sortes de structures, parfois fort différentes, et dont certaines n'ont aucune relation avec les glissements (Potter,Pettijohn, 1963). Le mot "glissement" désigne des déplacements latéraux sous l'effet de la gravité. Les structures en boules et coussins et les stratifications contournées ont déjà été désignées sous le nom de structures de glissement.

Les véritables structures de glissement sont abondantes. On les observe fréquemment dans les dépôts glaciaires et glacio-lacustres du Pléistocène et aussi dans les matériaux lithifiés plus anciens. On les trouve surtout dans des suites de couches entrelitées qui contiennent une quantité importante de sédiments à grain fin. Les formes les plus fréquentes sont des microplis à crêtes aiguës, plus ou moins couchés, avec ou sans régularité et qui affectent certains lits seulement

ou l'ensemble d'une couche. Les déformations peuvent être continues ou discontinues. Elles affectent des couches selon des épaisseurs variant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres.

La figure 9 illustre des exemples de structures de glissement.

6- DYKES CLASTIQUES ("CLASTIC DIKES - SANDSTONE DIKES")

Les dykes clastiques sont, comme le nom l'indique, des masses tabulaires de matériel clastique qui recoupent d'autres formations. On les désigne parfois "structures d'injection" ou "d'intrusion", indiquant ainsi qu'elles furent mises en place sous l'effet de la pression. Quelques auteurs désignent sous ce nom des remplissages de fissures sous l'effet de la gravité (Shrock, 1948). Il ne s'agit pas dans ce cas de véritables dykes. Le terme "dyke" est ici utilisé dans le sens qu'on lui donne quand on l'applique aux roches ignées, c'est-à-dire qu'il y a injection véritable vers le bas ou vers le haut de matériel clastique. C'est d'ailleurs l'usage habituel (Potter, Pettijohn, 1963, Collinson et Thompson, 1982).

Ce type de structure a été observé depuis longtemps et on en trouve de nombreuses descriptions dans la documentation géologique. Ces dykes recoupent des roches de tout âge, du Précambrien au Pléistocène. Les dykes clastiques sont invariablement constitués de sable alors que le matériel envahi peut varier, en terme de granulométrie, de l'argile au gravier

grossier. Leurs dimensions sont fort variables: la largeur peut être de quelques centimètres à plusieurs mètres alors que la longueur peut atteindre plusieurs kilomètres dans des cas exceptionnels. Les dykes sont généralement verticaux avec des parois nettement définies et à peu près parallèles. Ils prennent souvent leur source dans une couche sablonneuse inférieure. Le sommet est presque toujours tronqué par l'érosion mais dans quelques rares cas on a observé des dykes clastiques reliés à une couche de sable située à un niveau supérieur.

Des structures internes,directionnelles, sous forme de lamines plus ou moins bien développées sont souvent visibles, surtout à proximité des parois.

7- VOLCANS DE SABLE ("SAND VOLCANOES")

Ces structures, peu communes si on les compare à celles décrites antérieurement, s'observent surtout dans des couches sablonneuses associées à des couches d'argile. Le matériel qui constitue les volcans est habituellement un sable fin. Ces volcans reposent la plupart du temps sur des couches argileuses qui à leur tour reposent sur des couches de sable montrant des signes de remaniement après déposition.

Les volcans sont de forme conique ou en forme de dôme avec des diamètres variant de 10 centimètres à plusieurs mètres et des hauteurs de l'ordre de cinquante centimètres. On peut observer une dépression en forme de cratère au centre. Des sections verticales dans ces volcans montrent la

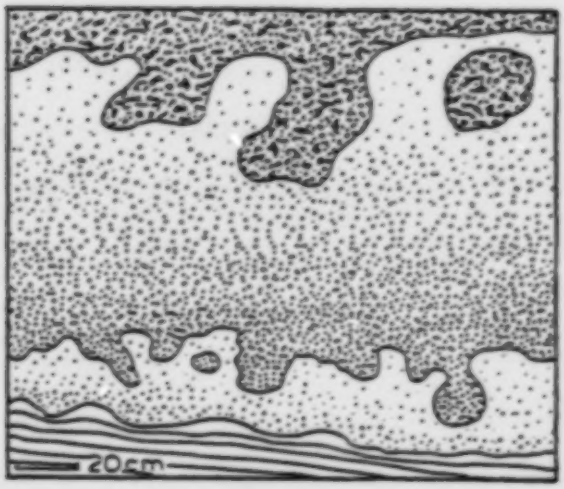


Figure 5- Structures de surcharge (de Kuenen,1953).

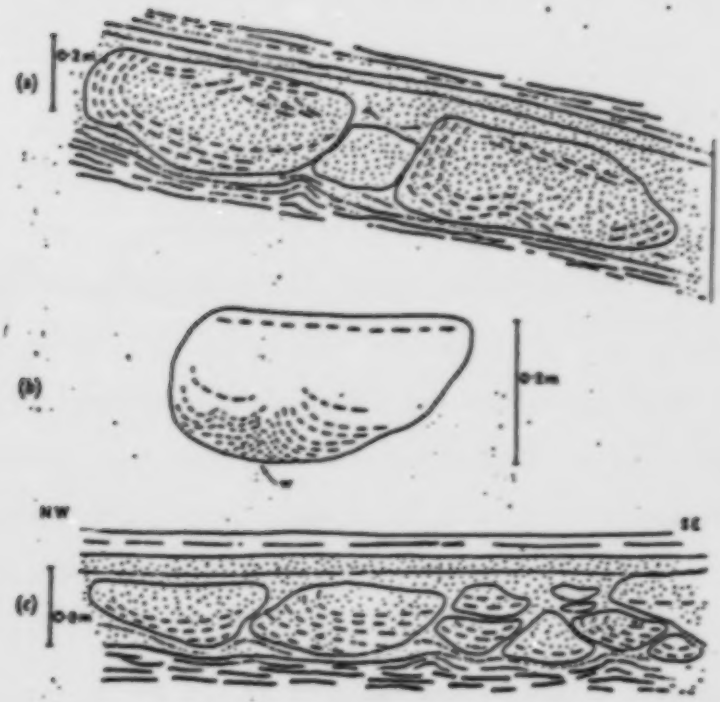


Figure 6- Structures en boules et coussins (de Weaver, 1976).

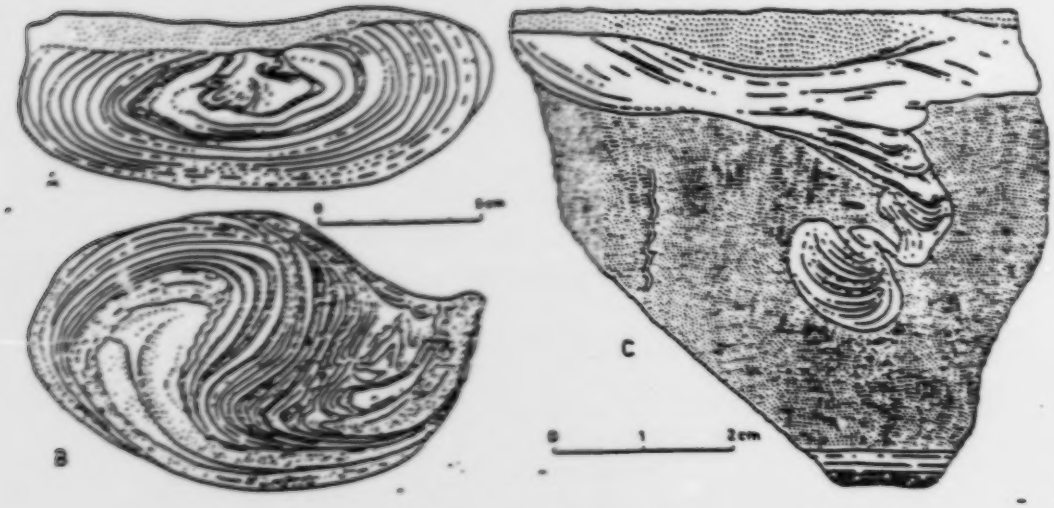


Figure 7- Pseudo-nodules (de Kuenen, 1965, p.31).

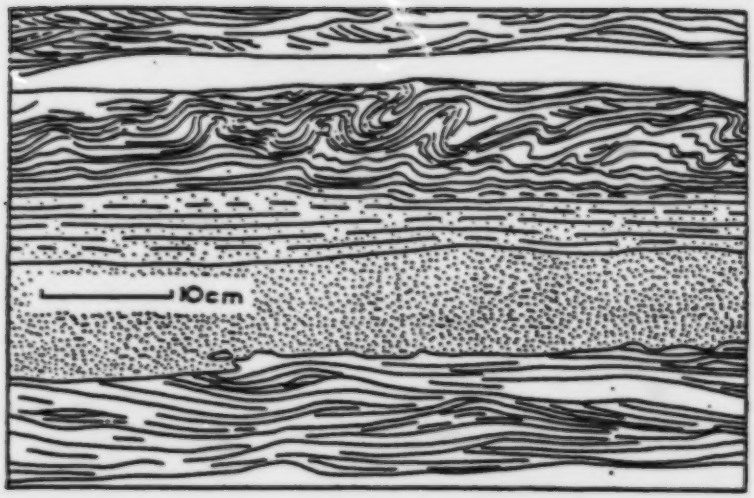


Figure 8a- Stratifications ondulées (de Kuenen, 1953).

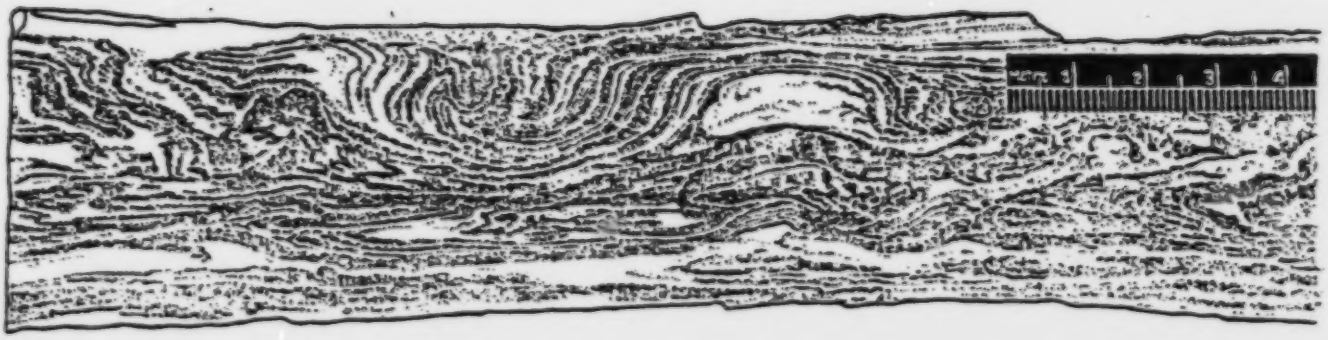


Figure 8b- Stratifications ondulées (de Potter et Pettijohn, 1963, p. 153).

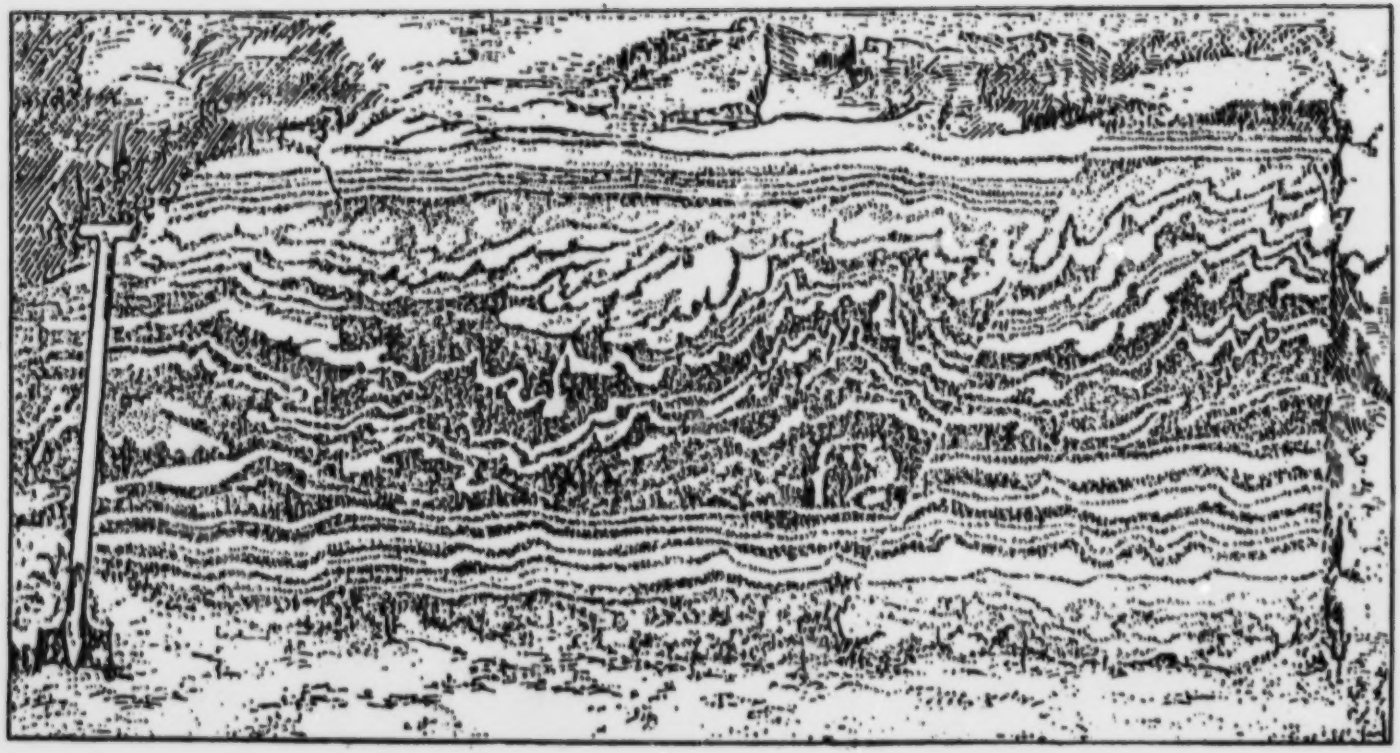


Figure 8c- Stratifications ondulées (de Potter et Pettijohn, 1963, p. 157).

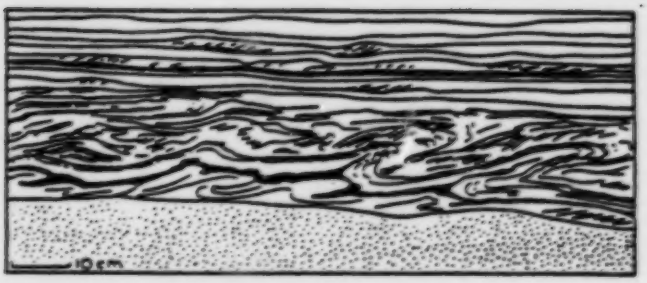


Figure 9- Structures de glissement (de Kuenen,1953).

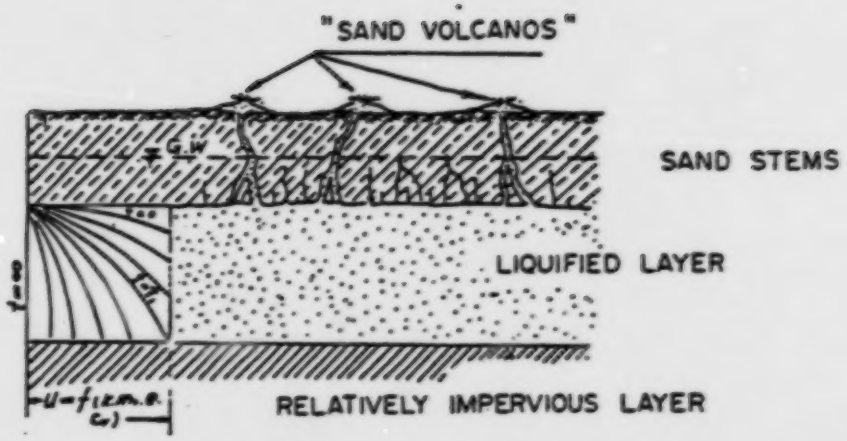


Figure 10- Volcans de sable (de Wang, 1983, p. 65).

forme conique et le parallélisme des couches internes. Au centre, un bouchon ou une cheminée de sable peut être observée, avec une prolongation vers une couche de sable inférieure. Ces volcans sont rarement observés dans les roches, par contre ils sont souvent vus dans les dépôts meubles en surface et peu de temps après leur formation. Lors de séismes plusieurs personnes les ont vus en voie de formation. Kuenen (1958) en a reproduit par méthode expérimentale.

La figure 10 illustre la formation de volcans de sable.

B- STRUCTURES DUES A DES PHENOMENES CLIMATIQUES

Pour conclure cette description de structures de déformation, nous ajoutons deux types de structures associées à des conditions climatiques telles que le froid et le gel. Ces conditions prévalent actuellement sur la partie nord du territoire du Canada et ont prévalu sur tout son ensemble il y a seulement quelques milliers d'années. Les structures associées à ces conditions abondent et sont fréquemment observées et décrites.

A- FENTES EN COIN ("ICE WEDGE-FROST WEDGE")

On observe ces structures dans les régions soumises à l'action du gel et, par définition, leur origine est reliée aux conditions découlant de la présence du gel. Elles s'observent dans les dépôts glaciaires et glacio-lacustres. En section verticale elles ont la forme de "coins" qui pénètrent

plusieurs mètres vers le bas en s'amenuisant. Les fentes sont remplies par le haut de matériaux divers, à grain fin et à grain grossier, selon une disposition complexe, généralement en zones presque parallèles aux parois. Le matériel de remplissage diffère quelque peu du matériel adjacent dont il provient. Quand il contient des cailloux allongés, leur axe le plus long est souvent parallèle aux murs.

La profondeur des fentes varie de moins de 0.5 mètre à plus de six mètres mais est habituellement de un à deux mètres. Leur largeur varie de quelques millimètres à trente centimètres.

Ces structures ont une grande importance car elles constituent de bons indicateurs paléoclimatiques.

La figure 11 illustre quelques exemples de fentes de gel.

B- CRYOTURBATION ("FROZEN-GROUND STRUCTURES")

Les structures de cryoturbation se trouvent aussi dans des dépôts glaciaires et glacio-lacustres et leur origine est aussi associée aux conditions de froid et de gel.

Ce sont des déformations des couches qui prennent la forme de gondolements, plications et involutions, parfois ondulées. Elles n'ont pas de structure régulière.

L'épaisseur des couches déformées varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. Dans plusieurs cas elles ressemblent à s'y méprendre aux stratifications ondulées et il

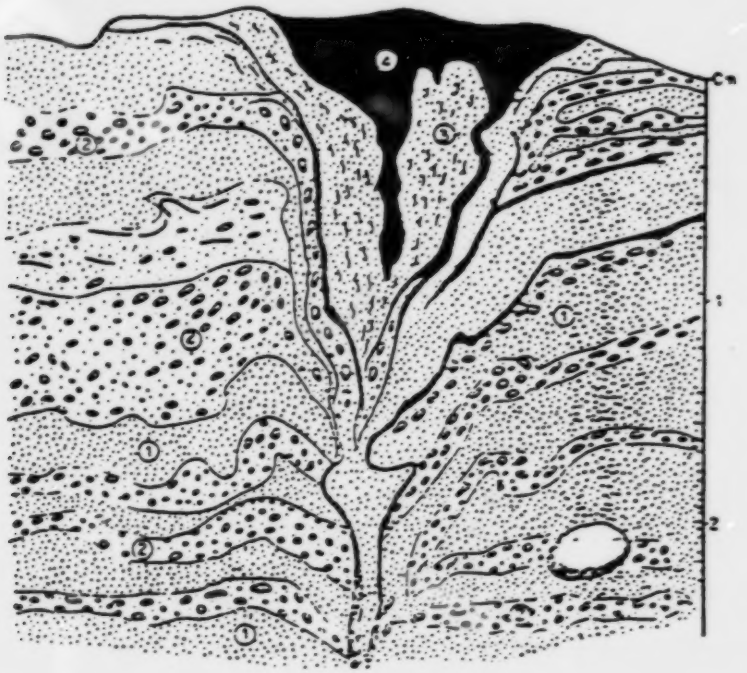


Figure 11- Fentes de gel (de Michel, 1975, p. 274).

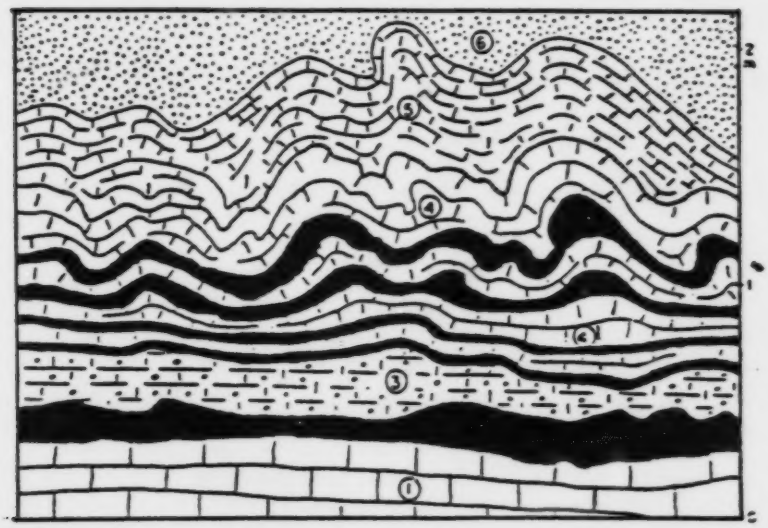


Figure 12- Cryoturbations (de Michel, 1975, p. 292).

est difficile d'établir leur nature avec certitude. Une grande connaissance de l'environnement des structures est nécessaire si on veut dégager des conclusions fiables.

La figure 12 illustre quelques exemples de structures de cryoturbation.

DEFINITION UTILISEE DANS CE RAPPORT

Dans ce rapport le nom de "structures de déformation sera utilisé dans un sens large. C'est-à-dire qu'il ne désigne pas seulement les structures sédimentaires primaires déformées pendant ou peu de temps après la déposition. Le terme s'applique aussi aux structures formées jusqu'au moment de la lithification. La déformation pénécontemporaine est donc comprise mais pas à l'exclusion d'autres déformations plus tardives dans la diagénèse. De plus ce nom n'a pas de signification génétique, en ceci que l'origine des structures n'est pas prise en compte. Ceci ne s'applique pas toujours au nom des structures particulières dont le nom a déjà une connotation génétique; ainsi quand on mentionne les "fentes de glace" on ne peut faire abstraction de l'origine.

De plus, l'origine des déformations n'est pas limitée exclusivement aux processus physiques qui accompagnent normalement la sédimentation et la diagénèse. Nous considérons que les effets tectoniques sont utiles aux fins du travail, c'est-à-dire qu'ils peuvent servir dans l'établissement des critères recherchés. Ces effets tectoniques sont les plis

majeurs, failles et, jusqu'à un certain point, quelques types de structures d'injection. Nous les considérons donc ici au même titre que les autres facteurs étudiés.

Nous utilisons aussi les termes "déformations intraformationnelles" pour désigner certaines structures qui affectent une couche située entre deux autres couches non affectées par la ou les déformations. Ceci a été expliqué précédemment. Nous ne nous limitons pas toutefois aux "déformations intraformationnelles" et nous traitons de structures qui recoupent les formations, i.e.,dykes.

CAUSE DES DEFORMATIONS

Les causes des déformations seront discutées ici d'une façon générale et sans entrer dans des discussions poussées sur la ou les causes d'un type particulier de structure de déformation. L'objectif de cette section est de présenter une vue synthétique des causes connues afin d'aider le lecteur à mieux suivre les propos des chapitres subséquents.

Les AGENTS

Les agents naturels identifiés comme sources des déformations sont peu nombreux.Ce sont:

a) agents permanents

-gravité: la force gravitationnelle agit continuellement sur tout corps à la surface de la terre. La gravité peut expliquer plusieurs types de structures dont elle est le moteur principal, mais elle se conjugue généralement à

d'autres facteurs pour produire les effets étudiés ici. Les effets de la gravité se manifestent tant au niveau des particules (tassement) qu'au niveau des masses (glissements).

-densité: les différences de densité entre divers types de matériaux peuvent provoquer des déformations sous l'effet de la gravité. Puisque la force imposée à une couche par une autre qui lui est superposée est fonction de la densité et de la gravité, des variations de densité équivalent à des variations de contraintes. Ceci est à l'origine de quelques types de déformations; des expériences en laboratoire l'ont d'ailleurs confirmé.

-forces tectoniques: même si ces dernières ne sont pas des agents permanents à l'échelle des temps géologiques, on peut les considérer ainsi pour les périodes plus restreintes qui nous intéressent. Les forces tectoniques sont des contraintes orientées qui sont appliquées continuellement sur des matériaux géologiques. Elles sont surtout étudiées en relation avec les matériaux lithifiés, i.e.,les roches, mais leurs effets se manifestent aussi sur les matériaux non lithifiés. Elles sont responsables de phénomènes tels que plis et failles.

b) agents transitoires

Ces agents s'appliquent de façon discontinue pendant la durée de la manifestation des déformations. Ils peuvent être réguliers, cycliques ou

irréguliers.

-<u>effets climatiques</u>: gel,chaleur. Ces effets se manifestent par des procédés divers. Le gel de l'eau contenue dans le sol provoque des changements de volume (dilatation) qui déforment les unités de sol en fonction de leur teneur en eau. La chaleur prolongée a pour effet principal de modifier la teneur en eau du sol par évaporation avec diminution de volume de l'ensemble.

-<u>courants,vagues</u>: ces agents s'appliquent de façon irrégulière à la surface des couches de sol. Le courant entraine les particules en fonction de leur diamètre et de leur forme. Il agit donc sélectivement et peut provoquer de ce fait des structures de déformation. Les vagues agissent indirectement en créant des conditions semblables à celles des courants.

-<u>séismes</u>: les séismes engendrent des contraintes cycliques sur les couches de sol. Ces contraintes sont assimilables jusqu'à un certain point à des variations de la force de la gravité (on les exprime d'ailleurs en terme de gravité). Elles sont cependant cycliques, rapides, directionnelles et parfois très fortes. Leurs effets se manifestent tant sur le sol que sur l'eau qu'il contient. Les séismes sont fréquemment responsables de phénomènes de liquéfaction et des effets secondaires de cette condition.

Ce bref résumé englobe les agents les plus souvent cités dans la litérature. On pourrait y ajouter d'autres

agents moins souvent observés (i.e., émanation de gaz) mais ceux-ci sont peu pertinents. Enfin il est important de rappeler que ces agents n'agissent jamais seuls. En général, plusieurs sont à l'oeuvre simultanément. Les agents permanents sont toujours en action et les agents non permanents s'y superposent à l'occasion. Ainsi la gravité agit constamment et les contraintes cycliques engendrées par un séisme augmentent ou diminuent ses effets, en plus d'introduire des effets qui leurs sont propres. Dans la plupart des phénomènes naturels les agents mentionnés conjuguent leurs actions respectives.

PHENOMENES NATURELS IMPLIQUES

Les phénomènes naturels impliqués dans la production des structures de déformation sont nombreux. Ils impliquent toujours au moins un agent permanent, et souvent deux, ou un agent permanent et un agent transitoire. Les principaux phénomènes rencontrés sont:

1- Mouvements verticaux

a) Consolidation -Ce terme est utilisé ici dans le sens employé en géotechnique, c'est-à-dire modification de volume principalement sous l'effet de la gravité. Les particules de sol adoptent une configuration plus serrée aux dépens du volume des vides qui diminue. Le résultat est une diminution nette du volume total du sol. D'autres agents peuvent accélérer ce processus. Tout ce qui est de nature à ajouter du poids au sol (i.e.,glacier,remblais) contribuera à

l'amplification du processus.

b) Tassement -Ce terme décrit une diminution de volume due à l'enlèvement d'une composante du sol, généralement l'eau, parfois le pétrole. Le volume occupé par le matériel extrait est comblé par un réarrangement des particules du sol. Il y a ainsi diminution de volume. L'extraction du matériel peut être naturelle (évaporation, absorption d'eau par la végétation, drainage naturel en bordure de pente) ou artificielle (pompage).

2- Mouvements latéraux

a) Glissement - Ce mouvement résulte principalement de l'action de la gravité sur une masse dont la géométrie favorise le déplacement selon un plan incliné. Dans ce type de phénomène la composante horizontale du mouvement est généralement plus grande que la composante verticale. Plusieurs structures de déformation sont attribuées aux glissements.

b) Transport de matériel - Divers milieux peuvent contribuer au transport de matériel qui est par la suite déposé. La déposition peut être proche de la source avec remaniement total du matériel déplacé. Les agents impliqués dans le transport sont, par ordre d'importance, l'eau, la glace et le vent.

MOMENT DE LA DEFORMATION

Le moment de la déformation d'un matériel doit pouvoir être situé à une étape précise de son évolution si on

veut comprendre sa nature. Ceci n'est pas souligné adéquatement dans la litérature mais mérite que l'on s'y arrête un peu.

En effet les déformations résultant d'un agent quelconque seront différentes selon l'époque à laquelle une formation est affectée. Ainsi une vibration majeure remettra en suspension un sédiment fraîchement déposé, toujours saturé et non consolidé. L'effet principal sera de remanier le matériel et aucun indice de la structure initiale ne sera conservé. Si le matériel est à une étape plus tardive dans sa diagénèse et est légèrement consolidé, la même vibration pourra provoquer des structures de déformation de type "structures de charge" en faisant intervenir les différences de densité des matériaux impliqués. Si le matériel est encore plus avancé dans sa diagénèse la vibration pourrait ne provoquer qu'un tassement.

Ces effets différents proviennent du comportement différent du sol à différentes étapes de sa diagénèse. Un sol jeune, mou et saturé peut facilement être remis en suspension ou être totalement remanié. Un sol plus âgé, partiellement consolidé, aura un comportement plastique et se déformera. Un sol plus évolué, fortement consolidé, aura un comportement élastique et se brisera selon des plans de rupture bien définis. La même cause produira donc des effets différents pour ces raisons. Il est évidemment difficile de préciser le moment de la déformation et l'état du sol à ce moment si on l'observe après sa lithification, mais c'est possible. Dans la littérature peu d'auteurs font des distinctions de ce genre. Quelques-uns le font

indirectement en ne s'arrêtant qu'aux déformations pénécontemporaines et en excluant les effets tectoniques. Dans ce rapport nous englobons les structures de déformation caractéristiques des trois étapes suivantes:

-déposition ou syngénétique.

-post-déposition ou diagénétique.

-post-diagénèse ou lithification.

CLASSIFICATION

- "The classification of structures due to intraformational disturbance is troublesome. These structures are difficult to define and describe independently of their origin. And the origin of many is even yet unknown or poorly understood. Yet a classification independent of origin is virtually meaningless."

Potter and Pettijohn,1963,p.144

- "The terminology and classification of physical sedimentary structures which have developed in the past decade reflect some confusion of description and genetic factors..... ..Most classifications of all such structures masquerade as descriptive, yet all contain strong genetic pre-judgments. Load cast,load flow and simply load structure imply knowledge of gravity loading, i.e., are in fact genetic terms."

Dott, 1962,p. 117

Ces deux citations illustrent les problèmes soulevés par la classification des structures de déformation. Plusieurs auteurs mentionnent que la classification idéale en est une qui serait purement descriptive et qui ne comporterait aucune allusion ou implication quant à l'origine. Par contre, d'autres préfèrent utiliser une classification de type génétique, c'est-à-dire basée sur les causes des structures. Davies(1965) écrit que ce type de classification est le meilleur et le plus naturel. Cependant, tel que noté par Potter et Pettijohn (1963) une classification génétique peut difficilement être réalisée si les causes sont mal connues.

L'analyse des documents indique que deux principaux types de classification sont utilisés:

1- Classification globale des structures- toutes les structures connues y sont comprises.

2- Classification de structures spécifiques- Une classification est préparée pour un type bien défini de structures (i.e.,dykes clastiques)

Chacun de ces types peut être établi en fonction de bases différentes dont les plus fréquentes sont:

a- forme, géométrie ou morphologie des structures (classification descriptive ou morphologique).

b- origine, causes (classification génétique).

c- base mixte, contient des éléments de a- et de b-, à savoir, formes et causes (classification mixte).

Voici quelques exemples des types de classi-

fication mentionnés:

1- Classification globale-

Quelques auteurs ont tenté de classifier toutes les structures et la plupart ont adopté des classifications mixtes. Certains ont toutefois tenté de se limiter, soit à une classification descriptive, soit à une classification génétique.

Un exemple de classification globale descriptive est celui de la classification élaborée par Potter et Pettijohn (1963). Elle est basée sur l'importance relative des déplacements latéraux et verticaux et sur la sévérité des déformations des couches originales; huit niveaux sont distingués:

1) Couche non déformée.

2) Couche avec structures de surcharge à la surface inférieure seulement et avec mouvement vertical seulement.

3) Boules et coussins, suite à un bris total ou partiel de la couche.

4) Structures de surcharge asymétriques avec déplacement vertical et latéral.

5) Stratifications ondulées, limitées à une couche avec déplacement vertical et latéral.

6) Structures de glissement, impliquant plus d'une couche, avec déplacement latéral.

7) Brèches de glissement, litage brisé et déplacement latéral.

8) Injection de matériel (dyke,filon-couche).

Ce type de classification englobe tous les types de structures reconnus par Potter et Pettijohn et n'implique pas l'origine. C'est un des rares exemples de ce type noté lors de l'analyse des textes.

Shrock (1948) a aussi utilisé une classification descriptive, mais basée sur la position de la structure à l'intérieur d'une couche.

- Structures formées près du sommet de la couche.
- Structures entièrement dans une couche ou affectant une série de couches dans une zone générale.
- Structures situées sous la partie inférieure ("under-surface") d'une couche et affectant les strates sous-jacentes.

Il décrit ensuite les formes observées dans chaque catégorie. Mentionnons que Shrock traite séparément les dykes clastiques qu'il classifie selon le mécanisme de formation.

La plupart des auteurs qui abordent les classifications globales semblent préférer l'approche génétique et les exemples de ce genre sont nombreux. En voici quelques-uns:

Twenhofel (1932) offre une classification simple basée sur les mécanismes de formation selon l'ordre probable d'importance.

-Glissement

-Compaction

-Mouvement latéral à cause de la pression des sédiments sus-jacents

-Poussée des agents de surface

-Recristallisation

-Enlèvement de matériel

Nagtegaal (1965) a élaboré une classification globale purement génétique. Elle est présentée au Tableau I. On voit que les structures sont regroupées selon qu'elles sont dues à des courants, aux processus chimiques, à la différenciation diagénétique, etc...

Conybeare et Crook (1968) ont aussi présenté une classification génétique de toutes les structures. Ils désignent celles-ci par le nom de structures rhéotropiques et les distinguent sur la base du comportement du matériel déformé, i.e., comportement quasi-liquide (volcans de sables, dykes de sable), comportement hydroplastique (glissements, structures en boules et coussins, stratification contournée, structures de surcharge), comportement quasi-solide (fentes de gel).

Enfin,la classification globale génétique la plus complète est probablement celle de Collinson et Thompson (1982). Elle est utilisée pour la présentation et description de chaque structure (p. 136). Trois grandes familles de structures sont identifiées selon la nature de l'origine (physique, chimique, biogénique). Chacune de ces classes est ensuite sous-divisée. Les sous-divisions des déformations résultant de processus physiques reposent sur la position des structures à la surface et à l'intérieur des couches et enfin selon qu'elles affectent plusieurs lits.

TABLEAU I

CLASSIFICATION DES STRUCTURES SEDIMENTAIRES NON-ORGANIQUES

1- STRUCTURES SYNDEPOSITIONNELLES

- 1.1- Avec éléments orientés selon le courant
  - éléments parallèles au courant, perpendiculaires au courant - structures imbriquées - orientation aléatoire
- 1.2- Unités morphologiques orientées en fonction du courant
  - 1.2.1- stratification inclinée, stratification entrecroisée
  - 1.2.2- formes lenticulaires, rides
  - 1.2.3- structures dues à l'érosion
  - 1.2.4- déformation de lamines due au courant - convolutions (Kuenen) - linéations de structures de charge
- 1.3- Stratification horizontale (litage)
- 1.4- Structures dues à la redéposition en masse - boules de boue - structures de brèche
- 1.5- Structures résultant de processus chimiques
  - 1.5.1- accrétion chimique
  - 1.5.2- structures résiduelles

2- STRUCTURES METADEPOSITIONNELLES

- 2.1- clinostructures
  boudinage - brèches - convolution - décollement - olistostrome - volcans de sable - glissement
- 2.2- Empreintes
  fissures de dessication - fulgurites - etc..

3- STRUCTURES POSTDEPOSITIONNELLES

- 3.1- Structures attribuables à la différenciation diagénétique
  nodules - cones - géodes
- 3.2- Structures attribuables à la déformation et aux dislocations
  structures en boules et coussins - dykes clastiques - convolutions - structures cylindriques - structures de charge - volcans de boue - etc..

Traduit et adapté de Nagtegaal,1965

CLASSIFICATION OF SYNDEPOSITIONAL DEFORMATION OF SEDIMENTS

TYPE OF MOVEMENT	STRUCTURES
MOVEMENT OF AIR OR GAS	Air heave, gas pits, mud volcanoes
MOVEMENT OF WATER ABOVE SEDIMENT LINE	Convolute bedding, oversteepened current bedding etc.
WATER MOVEMENT WITHIN SEDIMENT LAYER	'Point up' structures etc.
MOVEMENT OF THE SEDIMENT Dominantly Vertical Movement	Load casts Ball and pillow structures Raft and shale diapir structures
MOVEMENT OF THE SEDIMENT Dominantly Horizontal Movement	Unconsolidated – semi consolidated sediments *Sheet Slides:* *(a) Thin sheet slides : thin folded sheets* *(b) Thin sheet slides : sandstone ball sheets* *(c) Thin sheet slides : sheared slab sheets* *(d) Thin sheet slides : chaotic slab sheets* *(e) Thin sheet slides : distended by gravity* *(f) Extensive thick slides : Fisherstreet type* *(g) Extensive thick sheet slides : Ross type* *Shearing Slides* *(a) Simple rotational Shears* *(b) Complex sheets of rotational shears* *(c) Chaotic sheared sheets* Chaotic slides of fragmented consolidated rock *Reef talus slides* *Chaotic basin margin conglomerates and breccias* *Chaotic mountain front slides*

TABLEAU II - Classification des structures de déformation, selon Gill (1979).

Quelques auteurs ont développé des classifications que l'on peut qualifier de mixtes, parce qu'elles contiennent des éléments de chaque type. Ainsi la classification de Bill (1979), résumée au Tableau II, classe les structures en fonction du type de mouvement de l'agent qui est responsable de la formation de la structure (eau, air, gaz, solide) et en fonction des composantes horizontales ou verticales du mouvement. Une notion de mécanique est donc implicite. Cependant pour présenter les phénomènes classés il utilise des termes parfois descriptifs (i.e., volcans de boue), parfois génétiques (i.e., soulèvement par l'air).

L'autre type de classification est limitée aux structures spécifiques. En effet, quelques auteurs ne s'intéressent qu'à un style de structures qu'ils classifient selon des subdivisions basées sur la forme ou sur l'origine, comme pour le premier type de classification d'ailleurs. Les classifications descriptives ou morphologiques sont plus nombreuses quand les auteurs traitent des structures semblables car leur origine est aussi semblable et ne peut de ce fait servir de base de distinction. Voici quelques exemples de classifications spécifiques:

Davies (1965) mentionne (p. 309) que la classification génétique est la meilleure et la plus naturelle. Il présente une classification morphologique des structures de stratification contournée. Cette classification est résumée au Tableau III. On constate que l'auteur ne fait pas intervenir la

composante génétique.

Macar (1958) utilise aussi une base morphologique pour classer les déformations intraformationnelles. Il les range en trois catégories:

1) Plis avec discordance nette au toit et qui s'accentuent en général de bas en haut.
2) Plis cessant brusquement au-dessus (mais sans discordance nette) comme en dessous.
3) Plis diminuant progressivement vers le haut comme vers le bas, (voir figure 13).

Chaque type a son origine distincte mais cet élément n'est pas intégré à la classification malgré que Macar estime que le fait de mentionner l'origine donne une valeur génétique à la classification.

Kelling et Walton (1957) présentent une classification descriptive des structures de charge. Cette classification repose sur la position des structures à la partie supérieure ou inférieure des strates. Elle est résumée au Tableau IV.

Anketell (1968) a mis au point une classification purement morphologique des stratifications contournées dues à la densité. Il a donc identifié une origine unique, ce qui lui enlevait la possibilité de faire intervenir cet élément comme paramètre de distinction. Il subdivise ces structures en deux groupes selon leur géométrie-- formes de convection régulières et formes dues à des discontinuités qui ne pénètrent pas les couches impliquées. Anketell (1970) exprime son insatisfaction quant aux

modes de classification en vigueur, le sien inclus.

Finalement Wang (1983) classifie les structures résultant de la liquéfaction des silts et sables selon leurs formes externes.

Peu d'auteurs ont utilisé des classifications génétiques pour des groupes restreints de structures. Un exemple est celui de Elliott (1965) qui a élaboré une classification complexe de toutes les structures de déformation engendrées sous la surface de l'eau. Il fait intervenir le comportement du matériel d'une part (i.e., quasi-liquide, hydroplastique) et la cinématique d'autre part. Cette classification doit sans doute sa complexité au fait que, malgré les limitations du domaine d'application, un très grand nombre de types de structures y est considéré. Cette classification est présentée au Tableau V.

Macar (1958) a aussi présenté une classification génétique qui regroupe tous les phénomènes dus à une descente verticale différentielle, tous les phénomènes dus à des tassements différentiels, toutes les déformations produites en climat périglaciaire, etc.. Il englobe dans celle-ci un très grand nombre de structures de déformation.

Hayashi (1966) a classé les dykes clastiques sur plusieurs bases - formes, géométrie, assemblage, déformation et origine. Il couvre ainsi tous les éléments possibles de la classification des dykes et ceci est désavantageux car une classification si étendue est difficile à appliquer et devient à peu près inutile.

Cette revue des modes de classification et les exemples présentés illustrent la complexité du sujet. D'une part tous cherchent à établir une classification précise basée sur la description des phénomènes sans faire intervenir l'origine. Ceci est difficile car plusieurs des termes utilisés pour nommer les structures de déformation ont une connotation génétique et leur emploi teinte les classifications.

D'autre part plusieurs préfèrent une classification purement génétique, mais ceci est aussi difficile car les causes des structures ne sont pas connues avec précision. Dans certains cas, il y a des propositions contradictoires quant aux causes d'un phénomène déterminé.

CONCLUSION

Dans ce chapitre nous avons passé en revue divers aspects importants de l'étude des structures de déformation.

Nous avons démontré qu'il n'y a pas de consensus quant aux termes employés dans la littérature pour définir les structures, ni d'ailleurs au sujet des notions véhiculées par les termes utilisés. Une certaine confusion existe dans l'emploi habituel des noms. Il serait opportun de tenter un redressement de la situation par la proposition d'une terminologie, soit purement descriptive, soit purement génétique. Ce travail dépasse largement le cadre de ce projet et ne sera pas abordé ici.

Nous avons aussi examiné rapidement la nature des agents physiques reconnus comme cause des structures de déformation. Ceci afin de préparer la présentation du thème de la classification des structures. Dans ce domaine encore nous constatons qu'il n'y a pas unanimité d'opinion et que divers auteurs proposent divers systèmes selon leur conception et compréhension du sujet qui est, de toute évidence, d'une grande complexité.

MAIN DIVISIONS AND CHARACTERISTIC FEATURES OF THE CLASSES OF STRUCTURES

	Convolute lamination	*Corrugated lamination*	*Cusp structures*[1]
Morphology perpendicular to the bedding	a series of narrow anticlines and broad synclines	complex with no regularity	isolated anticlines
Morphology parallel to the bedding	variable: anticlines form variants between ridges and cones often with a sub-parallel arrangement	complex but sometimes a sub-parallel trend may be recognised	circular to ellipsoidal form most common
Vertical variation	restricted to one bed and dies out downwards and in some cases upwards with continuity of lamination	as for convolute lamination	normally deformation only affects one bed and dies out downwards with continuity of lamination
Lateral variation	often persistent over wide areas but exceptions do occur especially in non-turbidite environments	very variable in style	sporadic in occurrence

[1] Cusp structures have been included in this classification as they are very similar in some respects to convolute lamination.

Sedimentology, 5 (1965) 305–325

TABLEAU III - Classification des stratifications ondulées, tiré de Davies (1965).

Upper-surface Structures	Under-surface Structures	
	Undeformed	Deformed
Group I.		(Flow-casts, Shrock, 1948 Load-casts, Kuenen, 1953)
A. *Grooves* (Drag-marks, Kuenen and Sander, 1956)	*Groove-casts* (Shrock, 1948)	*Groove-load-casts* (in part, torose load-casts, Crowell, 1955) (in part, Korkzieher Zapfen, Rücklin, 1938)
B. *Flutes* (Flow-markings, Rich,	*Flute-casts* (in part the flute-casts of Crowell, 1955) (Flachzapfen and in part Einfache Zapfen-wulste, Rücklin, 1938)	*Flute-load-casts* (Load-casts and in part flute-casts and torose load-casts, Crowell, 1955) (Flow-rolls, Rich, 1950) (Lobate till-marks, Clarke, 1918) (Einfache Zapfen-wulste in part and Korkzieher-Zapfen in part, Rücklin, 1938)
Group II.		
A. *Transverse Ripple-marks*	*T-Ripple-casts*	*T-Ripple-load-casts* (? Flow-casts, Prentice, 1956)
B. *Longitudinal Ripple-marks*	*L-Ripple-casts*	*L-Ripple-load-casts*
C. *Interference Ripple-marks*	*I-Ripple-casts*	*I-Ripple-load-cast*

TABLEAU IV - Classification des structures de charge, tiré de Kelling et Walton,(1957).

NATURE OF OPERATION / SEDIMENT BEHAVIOUR		EXOKINEMATIC			ENDOKINEMATIC			AUTOKINEMATIC
		Tranquil flow	Low-flow	High-flow	Translation slumps	Transposition: Horizontal	Transposition: Vertical	
	Diagrams - word sections			Varied, complex, statistical				Simple, short, varied orientation
FLUID	Grain by grain building	Even laminae	Current stratification					
QUASI-LIQUID	Formation en masse, dissolution of previous structures			Rimmed sand-mass	Graded bedding Slurried bedding	Clastic intrusions Auto-injection breccias	Sand volcanoes Stromatolites	Life restricted, traces cannot be recorded
				Parting lineation Dendritic ridges				
HYDRO-PLASTIC	Deformation and moulding, may be teased or drawn out, no dislocation or dissolution		Erosion ripples Diastems	Frondescent marks and longitudinal furrows Tool marks 'Streaked-out ripples' Convolute bedding Deformed cross-stratification	Slurry-slump bedding	Corrugated bedding	Cusps Load casts and pseudo structures Small diapiric folds	Surface traces of small animals
						Crumpled bedding	Mud-lumps	
QUASI-SOLID	Dislocation with concordant fault wall surfaces; tears apart, slight bending is possible			'Floating' slabs	Slide-slump bedding	Shredded bedding	Gutter casts	Bioturbated, contact-annuli
SOLID	Discordant fault walls, undeformed fault blocks, sharp erosion			'Pot holes'	Slide-bedding	'Jumbled block' structures		Clear-cut traces

TABLEAU V- Classification génétique des structures de déformation engendrées sous la surface de l'eau. (Elliott, 1965).

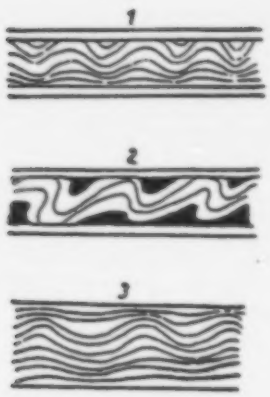


Figure 13- Les trois principaux types de plis intraformationnels, d'après Macar,1958.

CHAPITRE IV

ANALYSE - SYNTHESE

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats de l'analyse des textes obtenus lors des recherches bibliographiques. Différents aspects de l'analyse seront présentés et tous auront pour but de nous permettre d'atteindre l'objectif du travail.

METHODE DE TRAVAIL

Tel que mentionné au Chapitre II, le nombre des textes obtenus était considérable et l'extraction et l'exploitation de l'information pertinente furent faites à l'aide d'un système de codification qui a permis d'établir un fichier informatisé. Ce fichier a facilité l'établissement de corrélations entre les éléments notés dans les textes en utilisant des fonctions de tri à l'aide des codes. Ce système a été décrit antérieurement (chapitre II).

RESULTATS

Les résultats de l'analyse portent sur plusieurs aspects dont certains sont plus ou moins pertinents aux buts du travail qui est de définir des critères permettant

d'identifier des structures de déformation dues à l'activité séismique. Certains de ces résultats nous aident cependant à comprendre le contexte du sujet et nous les présentons ici.

1- Nombre de publications par an selon le sujet:

Le Tableau VI illustre le nombre total de publications recensées sur les structures de déformation selon une moyenne calculée pour des périodes de cinq ans. On constate que les publications étaient peu nombreuses chaque année jusqu'en 1935. Depuis ce temps le nombre s'est accru de manière stable jusqu'en 1950, et à partir de ce moment s'est accru considérablement jusqu'à maintenant. Cette courbe d'accroissement semble correspondre à la hausse du nombre de publications dans tous les domaines de la géologie et ne permet pas de conclure à l'éveil d'un intérêt soudain pour les structures de déformation.

Par contre, le nombre de publications sur les structures avec mention des séismes (indiqué par les lignes en trait ouvert) s'est accru depuis 1965 et constitue depuis 1975 une fraction importante du nombre total des publications. Nous croyons que ceci réflète les répercussions du séisme de 1964 en Alaska. Ce séisme a engendré des déformations de divers types et a de ce fait suscité l'intérêt des chercheurs préoccupés par la prévision des séismes. La courbe des publications mentionnant les séismes est stable de 1900 à 1965, avec peu d'articles sur le sujet. Elle indique tout de même que plusieurs auteurs avaient

associé les structures aux séismes depuis longtemps.

2- Types de structures et causes:

Le Tableau VII présente de façon globale et résumée les résultats des recherches bibliographiques. Les types de structures sont présentés en axe vertical alors que les causes des structures identifiées par les auteurs sont présentées en terme de pourcentage en axe horizontal. Ainsi, par exemple, on voit que les stratifications ondulées sont considérées par 32 pourcent des auteurs comme étant dues à des effets de gravité.

A l'extrême droite du tableau, en axe vertical, le pourcentage des publications portant sur un thème spécifique est exprimé. Enfin,en axe horizontal, au bas du tableau l'importance relative de chaque cause identifiée est exprimée en terme de pourcentage.

Les points majeurs qui se dégagent de ce tableau sont:

a)-Causes- D'après les auteurs des textes analysés tous les types de déformation peuvent être attribués à plus d'une cause. Parmi celles-ci les séismes sont identifiés dans la littérature comme la cause la plus fréquente des déformations (32%). Ceci est surtout vrai pour les dernières années et n'est que le reflet de l'intérêt mentionné précédemment. Les effets de la gravité viennent en second avec 24%, et les autres effets (densité, vagues et courants, effets glaciaires et périglaciaires) suivent avec des pour-

centages qui se ressemblent et varient de onze à quatorze pourcent. Ces valeurs sont valables pour la recherche bibliographique exécutée dans le cadre de ce projet et elles peuvent ne pas représenter fidèlement la réalité à cause du biais inhérent au travail. Elles ont toutefois une valeur indicative.

Les séismes sont associés à titre de causes à 72% des failles et fractures,à 69% des dykes clastiques, à 65% des glissements et à 64% des volcans de sable et de boue. Il n'y a ici qu'une association d'idées et il ne faut pas interpréter ce tableau en fonction d'une relation précise de cause à effet. Les valeurs du tableau sont influencées par l'intérêt manifesté pour les effets des séismes depuis 1964, tel que mentionné précédemment et ne représentent que les résultats de la recherche bibliographique effectuée.

b)-<u>Les structures de déformation</u>- Les structures de déformation n'attirent pas toutes l'intérêt des chercheurs au même degré. Ainsi 34% des publications portent sur les stratifications ondulées, 21% sur les dykes clastiques (8% avec remplissage par le haut et 13% avec remplissage par le bas), 10% sur les structures de surcharge, 9% sur les structures de glissements, 7% sur les fentes de gel et les effets de cryoturbation, et un pourcentage moins élevé mais à peu près identique pour les autres types de structures (boules et coussins, pseudo-nodules, volcans de sable-de boue,

failles et fractures).

Cette répartition semble refléter la fréquence naturelle respective de chaque type de structure ainsi que l'intérêt qu'elles suscitent.

3- Causes des structures de déformation

Le tableau VII contient des informations utiles sur les causes des déformations mais pour mieux en saisir la portée il faut examiner en détail les causes avancées pour chaque type de structure. C'est ce que nous ferons ici afin de permettre l'identification des structures causées sans équivoque par les séismes. Ceci représente la première étape dans l'établissement de critères.

Avant d'examiner les causes de chaque structure, telles que révélées par l'analyse de la documentation, il est pertinent de faire deux mises en garde:

1- Les conclusions rapportées par les différents auteurs quant aux causes n'ont pas toutes le même degré de crédibilité. Certaines conclusions sont mieux fondées que d'autres et méritent qu'on y porte plus d'attention. Ceci résulte du cheminement suivi par un auteur dans le dégagement de ses conclusions. Lors de l'analyse des fiches nous avons reconnu trois cheminements distincts:

-conclusions basées sur des observations directes (souvent visuelles).

-conclusions basées sur le résultat d'expériences en laboratoire.

TABLEAU VI : Nombres de publications par an
(selon une moyenne répartie sur cinq ans).

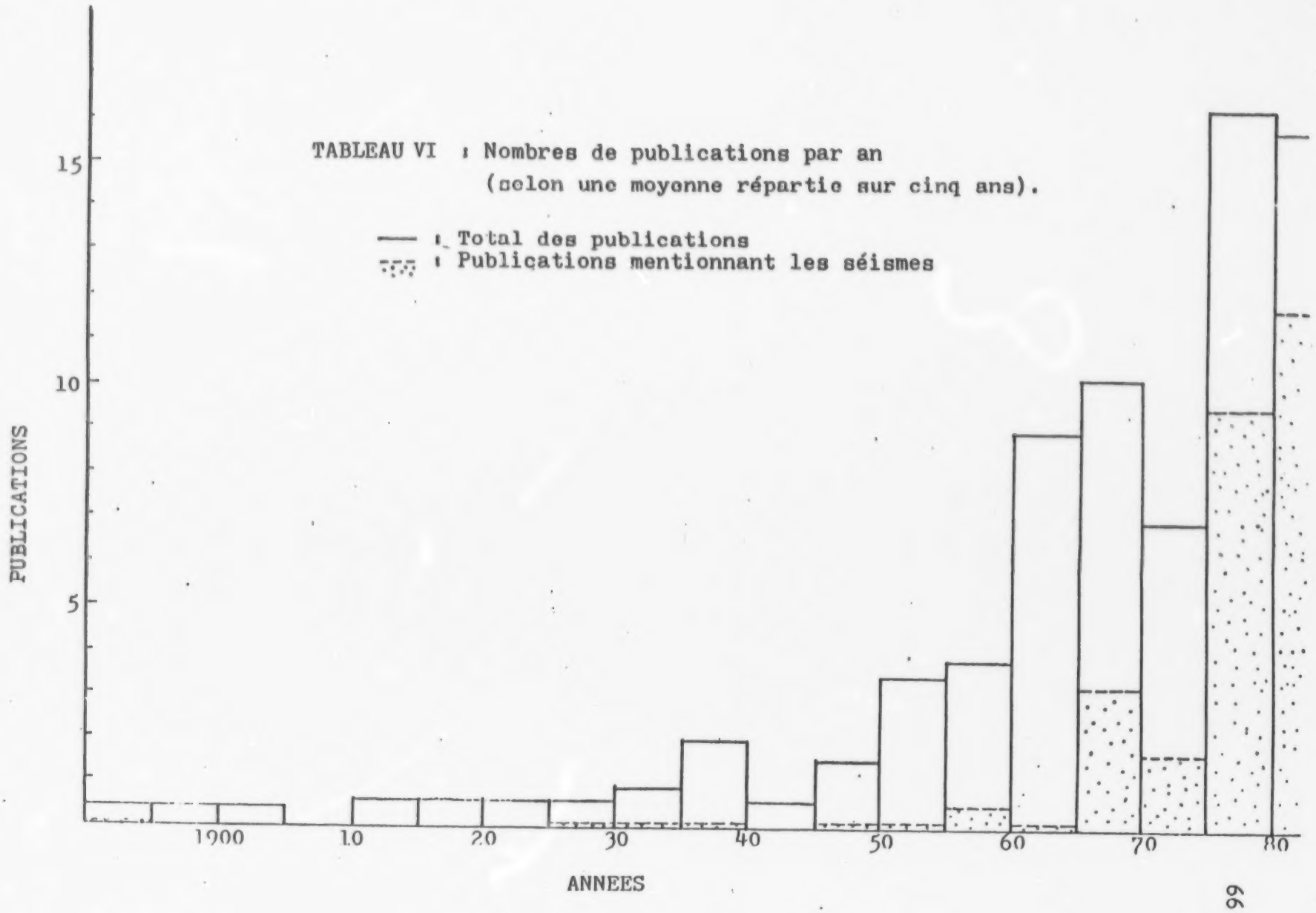


TABLEAU VII

TYPES DE STRUCTURES DE DEFORMATION VS CAUSES

(exprimées en % des citations)

TYPE		GRAVITE (COMPACTION-GLISSEMENT)	DENSITE	COURANTS-VAGUES	GLACIAIRE-PERIGLACIAIRE	TECTONIQUE	SEISME	AUTRE	TOTAL %
		%	%	%	%	%	%	%	
STRUCTURES DE SURCHARGE		14	43	17	9	0	17	0	10
STRUCTURES EN BOULES ET COUSSINS		46	8	15	0	0	31	0	4
PSEUDO-NODULES		46	8	8	0	0	38	0	4
STRATIFICATIONS ONDULEES		32	13	24	18	0	13	0	34
STRUCTURES DE GLISSEMENT		26	0	3	0	0	65	6	9
DYKES CLASTIQUES	remplis par le haut	35	0	19	15	19	12	0	8
	remplis par le bas	14	9	0	0	16	57	4	13
VOLCANS DE SABLE		14	4	0	0	4	64	14	6
FENTES DE GEL-CRYOTURBATION		12	0	8	80	0	0	0	7
FAILLES-FRACTURES		17	0	0	5	6	72	0	5
TOTAL %		24	11	13	14	4	32	2	100

-conclusions basées sur l'analyse d'indices géologiques indirects.

Chacun de ces cheminements correspond à un niveau de réalisme différent et les conclusions atteintes n'ont pas la même valeur lors de l'établissement de la probabilité des causes.

- Conclusions basées sur des observations directes

Les observations directes des structures de déformation en voie de formation pendant le déroulement d'un phénomène naturel sont celles qui fournissent l'évidence la plus sûre quant à la nature des causes et sont celles qui ont la plus haute cote de crédibilité

Ainsi plusieurs articles mentionnent les témoignages de personnes qui ont observé des volcans de sable ou de boue en action lors de séismes. Après la fin de l'activité séismique, des témoins et des chercheurs ont observé des phénomènes d'injection de matériel (dykes clastiques) sur les parois de tranchées d'observation. Ces observations sont non-équivoques et fournissent une preuve indéniable d'un mode d'origine de quelques types de déformations.

Il faut aussi accorder une haute cote de crédibilité aux observations faites peu de temps après la manifestation d'un phénomène, et non pendant, si aucun autre agent de perturbation ne s'est manifesté entretemps. Ainsi Coleman (1969) a étudié les dépôts résultant d'une inon-

dation récente au Pakistan. Certains étaient déformés et les déformations sont attribuées aux effets du courant, ce qui est plausible car il n'y avait pas d'autres agents que la gravité et le courant qui pouvaient intervenir.

De la même façon, Coleman et al.,(1964) ont étudié les dépôts alluvionnaires du Mississippi et ont observé des structures qu'ils attribuent aux effets du courant. Un dernier exemple est celui de Sikirdji (1982) qui a étudié les dépôts observés derrière un barrage après la vidange du réservoir. Ces dépôts agés de moins de 45 ans n'ont subi que les effets du courant. Dans ces cas la cause des structures est facile à identifier et est difficilement mise en doute.

- Conclusions basées sur le résultat d'expériences en laboratoire

Les expériences en laboratoire portant sur la formation de structures de déformation sont nombreuses. Dans ces cas, le choix de la cause est imposé et la conclusion établissant la relation cause-effet est aussi valide que celle découlant d'une observation directe. Cependant en isolant les agents on élimine les interactions que l'on observe dans la nature et la relation cause-effet établie n'est pas exclusive. En effet, la structure observée peut aussi bien être formée par l'action d'autres facteurs non impliqués dans l'expérience exécutée. D'ailleurs il est difficile dans toute expérience d'isoler totalement une

cause. Dans la plupart des cas, plusieurs agents sont en jeu et il est difficile de faire le partage de leur contribution respective au processus observé. Ceci sera discuté plus en détail lors de l'évaluation des causes.

- Conclusions basées sur l'analyse d'indices géologiques indirects

Ce type de conclusion est le plus fréquent et est celui qui a la plus faible cote de crédibilité. Il est à la base de la plupart des discussions au sujet de l'origine des structures de déformation. Environ 80% des textes analysés décrivent et discutent de structures produites dans des matériaux dont l'âge varie du Quaternaire au Précambrien et qui sont souvent lithifiés. Les structures ne sont interprétées que par le biais d'indices incomplets qui ne permettent pas de distinguer une cause unique. Quand un auteur identifie une cause unique, il le fait souvent à partir d'indices imprécis. Le niveau de crédibilité est au plus bas et ceci explique les polémiques et les spéculations qui entourent les discussions sur les causes. C'est ainsi que quelques auteurs (Butrym et al.,1964 - Dzulynski, 1965 - Halicki, 1960) arrivent à mettre en doute l'origine de structures attribuées aux effets du glaciaire ou du périglaciaire. Selon eux ces déformations peuvent parfois être produites en l'absence de glace ou de froid.

La conclusion qui se dégage de cette mise

en garde est qu'il est utile de spécifier la nature de l'observation lors des discussions sur les causes.

2- La seconde mise en garde porte sur un effet fréquemment rencontré lors d'analyses de la littérature. Souvent dans ces cas on se rend compte que plusieurs auteurs sont très influencés par les écrits d'un autre qu'ils citent et dont ils adoptent d'emblée les conclusions. La publication par Kuenen (1953) du résultat de ses expériences en laboratoire sur la formation des stratifications ondulées, des structures de surcharge et des pseudo-nodules a orienté les conclusions de nombreux auteurs (Holland, 1959 - Weaver, 1976) qui décrivent des structures semblables formées dans un contexte naturel. Plusieurs adoptent ses conclusions sur les causes sans vraiment en discuter. D'autres citent les auteurs qui ont eu recours aux conclusions de Kuenen, de sorte qu'il y a un effet de "boule de neige" qui provoque une distorsion des valeurs présentées au tableau VII. Cet effet de renforcement se manifeste aussi dans le cas des observations directes lors de la manifestation d'un phénomène naturel. Il faut donc faire preuve de discernement lors de l'analyse des valeurs de fréquence de citations de causes d'une structure car elles peuvent facilement être biaisées. D'ailleurs dans la préparation du Tableau VII nous n'avons pas tenu compte des opinions répétées soit par un auteur qui traite du même sujet dans plusieurs articles, soit d'auteurs qui déclarent s'inspirer directement de

l'opinion d'un autre. Ceci atténue sans l'éliminer l'effet de renforcement.

LES STRUCTURES DE SURCHARGE

Selon le Tableau VII les structures de surcharge sont causées par au moins cinq agents bien identifiés. Quarante-trois pourcent des auteurs attribuent ces structures à des effets de contrastes de densité entre deux couches. Parmi ceux-ci mentionnons Collinson et Thompson (1982), Dylik (1961), Kaye et al. (1954), Kelling et Walton (1957), Kuenen (1953), Middleton et Hampton (1973) et Dzulynski et Walton (1963). Seuls Dzulynski et Walton (1963) appuient leurs conclusions sur des données expérimentales. Tous les autres concluent à partir d'observations indirectes, c'est-à-dire d'indices géologiques. Aucun n'apporte de témoignages d'observations directes.

Dix-sept pourcent des auteurs considèrent que les structures de surcharge résultent de l'action de courants. Kuenen (1953) et Prentice (1968), entre autres, soulèvent cette hypothèse. Quatorze pourcent attribuent ces structures à l'effet de la gravité. Mentionnons Arogyaswamy (1963), Baker (1973), Allen (1970), Dzulynski et al.(1962), Kaye (1954) et Kuenen (1953). Le nom de Kuenen est souvent mentionné parce qu'il a soulevé plusieurs hypothèses.

Dix-sept pourcent des auteurs attribuent ces structures aux effets de séismes. Sims (1973) a observé de telles structures après le séisme de San Fernando en 1971 dans les sédi-

ments déposés derrière le barrage Van Norman. Il s'agit là d'une observation directe. D'ailleurs Kuenen (1958) a attribué la formation de telles structures à l'effet d'un séisme après avoir analysé les résultats d'études expérimentales. Le séisme, selon lui, serait la cause du bris d'une couche molle, saturée, qui se liquéfierait et permettrait ensuite l'enfoncement sous l'action de la gravité du matériel sus-jacent plus dense. Selon son explication le séisme agit à titre de gâchette ("trigger") et est la cause immédiate mais non principale des structures de surcharge. Collinson et Thompson (1982) et Gubler (1966) mentionnent cette possibilité. Lamar et al.(1979), Munoz et al. (1977) et Weaver (1976) évoquent aussi les séismes comme cause.

Enfin, neuf pourcent des auteurs considèrent que ces structures résultent d'effets glaciaires ou périglaciaires.

Ces conclusions différentes, apparemment bien étayées, illustrent la difficulté que présente l'établissement des causes. Anketell et al. (1970) ont résumé ainsi la situation:

> "Deformations genetically diverse may be morphologically indistinguishable." (p.25).

Puisque des structures d'origine différentes se ressemblent à un point tel que leurs caractéristiques ne permettent pas d'en déterminer la cause, comme c'est le cas pour les structures de surcharge, nous n'avons pas d'autre choix que d'ignorer ce type de structures dans la recherche de critères de séismicité. Aucun auteur n'a en effet dégagé des caracté-

ristiques uniques aux structures attribuées aux séismes.

STRUCTURES EN BOULES ET COUSSINS

Ce type de structure est assez rare et peu d'auteurs s'y sont intéressés. Seulement treize des textes retenus portent sur ce type de structures. De ce nombre, à peu près la moitié des auteurs (46%) considèrent qu'elles résultent de l'action de la gravité et huit pourcent ajoutent à celle-ci des effets résultant de contrastes de densité. Allen (1970) considère que les structures en boules et coussins résultent d'instabilité gravitationnelle avant la lithification. Button (1977), Conybeare et Crook (1968) et Potter et Pettijohn (1963) adoptent des opinions à peu près identiques. Par contre, quelques auteurs font intervenir la densité en plus de la gravité. Benson (1980) et Leeder (1982) sont de cet avis. Quinze pourcent des auteurs proposent l'action du courant comme mécanisme de formation. Dzulynski et Radomski (1966) ont d'ailleurs formé ces structures par voie expérimentale uniquement à l'aide de courants simulant des courants de turbidité. Enfin, trente et un pourcent des auteurs font intervenir un choc sismique comme mécanisme de déclenchement de la liquéfaction d'une couche dans laquelle s'enfoncent les boules et coussins. Howard et al.(1969), Middlemost (1967), Potter et Pettijohn (1963) et Weaver et Jeffcoat (1978) proposent un tel mécanisme.

Dans ce cas ci, comme pour celui des structures de surcharge, les séismes peuvent intervenir comme amorce

ou détente du phénomène qui se produit alors selon un tout autre mécanisme. Le résultat final réflète ce mécanisme et non le séisme. La structure qui en résulte ne peut donc livrer des critères de séismicité. De plus, puisque selon certains auteurs, (Benson, 1980 - Allen, 1970 - Dzulynski et al.,1966) les structures en boules et coussins peuvent se manifester sans l'intervention des séismes, leur présence n'implique pas automatiquement l'activité séismique. Ce type de structures ne peut donc être retenu pour les fins de l'étude.

PSEUDO-NODULES

Ce type de structures n'est pas observé fréquemment et seulement treize auteurs s'y sont arrêtés. Quarante-six pourcent estiment que ces structures sont formées sous l'action de la gravité seule et huit pourcent des auteurs estiment que les contrastes de densité s'ajoutent aux effets de la gravité. Blatt et al. (1972), Bubler (1966) et Macar (1948) pensent que ces structures sont le résultat de la descente verticale ou quasi-verticale d'un matériel dense dans un matériel moins dense et dans un état hydroplastique. Dionne (1971) implique l'action de contraintes différentielles. Dzulynski et Radomski (1966) expliquent ces structures par l'action de courants rapides transportant de lourdes charges de sédiments. Ils expriment cette opinion à la suite d'expériences qui ont permis la reproduction des structures.

Enfin, trente-huit pourcent des auteurs font

intervenir les séismes à titre d'agent important. Sims (1973), (1979) a observé des structures semblables derrière le barrage Van Norman en Californie. Il attribue la formation des pseudo-nodules au séisme de San Fernando de 1971. Selon lui les pseudo-nodules observés sont identiques à ceux produits expérimentalement par Kuenen (1958). Ce dernier (1958 et 1965) présente les résultats d'expériences sur modèle et identifie des pseudo-nodules créés sous l'action de la gravité, suite à un choc. Ici encore le choc ne fait que déclencher le phénomène. Hayashi (1970) et Macar (1948) expriment aussi un avis semblable.

Il semble assuré d'après une observation visuelle et des expériences sur modèle que l'intervention de l'activité séismique peut établir des conditions qui favorisent la formation de pseudo-nodules. Une de ces conditions est la liquéfaction de la couche dans laquelle s'enfonce le matériel formant les pseudo-nodules. Cependant, d'après Dzulynski et Radomski (1966) l'intervention des séismes n'est pas requise; ils ont en effet réussi à fabriquer des pseudo-nodules sans recourir à des chocs.

Ce type de structure étant formé par un processus distinct de celui qui l'a déclenché, il ne présente pas de caractéristiques spécifiques aux séismes et ne peut être retenu aux fins du travail.

STRATIFICATIONS ONDULEES

Ce type de structures est celui qui est le

plus souvent mentionné dans la littérature. Pas moins de cent dix-neuf auteurs, ou 34% des auteurs de tous les textes inventoriés, ont traité ce sujet. Tel que défini antérieurement ce type de structures comprend les strates plissées en forme de convolution ou involution, avec plis de faible à grande amplitude, entiers ou tronqués. Les seules structures de plis non comprises ici sont celles désignées sous le nom de structures de cryoturbation qui sont souvent semblables. Elles seront vues plus loin.

Trente-deux pourcent des auteurs attribuent les stratifications ondulées aux effets de la gravité et les associent aux glissements. Certains les ont observées directement peu après leur formation. Ainsi Bigarella et al. (1969) les ont vues dans des dunes de sable au Brésil et les attribuent à l'action de la gravité sur du matériel déposé en couches à fort pendage. Coleman et al. (1964) décrit de telles structures dans les dépôts deltaïques du Mississippi et les attribue en partie aux glissements ("slumping"). McKee (1938) en a examiné dans des sédiments formés lors d'inondations au Grand Canyon du Colorado et il les attribue aussi aux glissements. Ces observations directes indiquent assez clairement que les stratifications ondulées peuvent être formées sous l'effet de la gravité. Ceci est confirmé par les résultats d'expériences en laboratoire sur modèles réduits. Ainsi McKee (1964), Nagtegaal (1963), Anketell et al.(1960), Rettger (1935), Allen (1977) et Deely (1916) ont conclu suite à de tels travaux que la gravité

était un facteur important dans la formation de ces structures, avec dans quelques cas l'intervention d'autres agents. Plusieurs auteurs ont adopté ces conclusions suite à des analyses d'indices géologiques indirects. Bretz (1913), Conybeare et Crook (1968), Fairbridge (1947), Jardine (1965), Kato (1979), Kent (1945), Kiersch (1950), Okko (1967), McArthur et al. (1970), Tada (1968), Nagtegaal (1963), Rice (1939), Selley et al. (1963), Shaw (1977), Smith (1939) et Straaten (1949) en sont des exemples.

Malgré cette liste imposante d'auteurs qui ont recours à la gravité comme cause des structures, plusieurs ont des opinions différentes. Vingt-quatre pourcent des auteurs les attribuent à l'effet du courant et des vagues. Des observations visuelles directes supportent cet avis. Coleman (1969) a observé des stratifications ondulées dans le delta d'une rivière et il les attribue à l'effet unique du courant. Il réitère cette opinion dans plusieurs articles, i.e., Coleman, Gagliano (1965), Coleman et al. (1964). McKee (1964) et McKee et al. (1967) sont d'accord mais ajoutent l'effet conjugué de la gravité.

Sikirdji (1982) a examiné des "convolutes" situées au niveau supérieur de couches déposées derrière un barrage dans un réservoir que l'on venait de vidanger. A cause de la position des structures, il élimine les effets de gravité et de densité comme causes et ne retient que les effets de courant. En plus de ces observations directes, quelques auteurs ont reproduit des stratifications ondulées par voie expérimentale à l'aide de courants. McKee (1964), Nagtegaal (1963), Dzulynski

(1965), Anketell (1970), Selley (1969), McKee et al. (1971) et Kindle (1917) ont tous réussi à créer des ondulations diverses mais semblables à l'aide de courants. Enfin, plusieurs auteurs ont conclu à l'efficacité des courants comme cause des structures observées dans des roches sédimentaires et dans des sédiments anciens et récents. Citons Blatt et al. (1972), Crowell et al. (1966), Ghent et al. (1965), Gubler (1966), Haaf (1956), Holland (1959), Kato (1979), Kuenen (1953), Dott et Howard (1962), Rice (1939), Sanders (1960), Stewart (1962) et Allen et Banks (1972). D'après ces observations il est donc admis que les courants agissant sur des couches saturées, généralement à l'état hydroplastique, peuvent provoquer des stratifications ondulées de divers types.

Treize pourcent des auteurs attribuent les stratifications ondulées aux effets de la densité, c'est-à-dire résultant de contrastes de densité. Ce mécanisme étant difficile à constater directement, aucune observation visuelle n'est apportée pour l'appuyer. Du côté expérimental, Deely (1916) croit que les stratifications ondulées résultent de l'enfoncement d'un matériel de haute densité dans un matériel de moindre densité. Anketell et al. (1970), à la suite d'essais sur modèles concluent à l'action d'inversions de densité mais après déclenchement par un autre mécanisme (i.e., choc). Les observations géologiques, avec indices indirects, sont plus nombreuses. Davies (1965) attribue des stratifications ondulées dans du charbon aux effets de densité et de thixotropie. Dionne (1971) mentionne

aussi l'hypothèse de l'action de différences de densité. Emery (1950), Sanders (1965) et Anketell et Dzulynski (1968) abondent dans le même sens.

Dix-huit pourcent des auteurs attribuent les stratifications ondulées aux phénomènes glaciaires ou périglaciaires. Ceci sera vu sous la rubrique "structures glaciaires ou périglaciaires".

Treize pourcent des auteurs mentionnent les séismes comme cause des stratifications ondulées. Cette opinion n'est appuyée que par deux observations directes. Theakstone (1976) a observé des stratifications ondulées de formation récente dans des sédiments d'un lac situé au front d'un glacier. Il attribue les structures à la liquéfaction des sédiments suite à un choc qui pourrait être un séisme ou la chute de blocs de glace détachés du glacier. Sims (1973) a aussi observé de telles structures dans les sédiments du réservoir Van Norman après le séisme de San Fernando, Californie, en 1971. Les plis observés sont de faible amplitude et résultent selon lui du choc séismique. Anketell et al. (1970) ont conduit des expériences qui ont abouti à la production de strates ondulées. Ils ont utilisé un choc pour déclencher le processus de formation. Enfin, quelques auteurs évoquent la possibilité de la liquéfaction d'une couche lors d'un séisme comme amorce du processus. Collinson et Thompson (1982), Henderson (1935), Holland (1959), Jardine (1965), Jones (1962), Rascoe (1975), Russ (1979), Allen et Banks (1972) en sont des exemples.

Enfin, un auteur soulève l'hypothèse que les déformations résultent de la pression de l'air emprisonnée dans des sédiments. Stewart (1956) a observé des ondulations en voie de formation dans des sédiments modernes dans un lagon. Il a de plus reproduit le phénomène en laboratoire. Ce mécanisme de formation est donc indéniable.

Il est évident selon ce qui précède que les stratifications ondulées peuvent résulter de causes différentes agissant séparément ou parfois simultanément. Les observations visuelles, appuyées par des expériences en laboratoire et les observations d'ordre géologique le démontrent.

Davies (1965) a résumé les données disponibles sous forme de tableau. Celui-ci est reproduit ici (voir Tableau VIII) et on y observe que des processus de formation différents ont agi à diverses étapes de la diagénèse.

La conclusion pratique de ces considérations est que les stratifications ondulées ne peuvent fournir de critères propres à l'activité séismique comme mécanisme de formation.

STRUCTURES DE GLISSEMENT

Les structures de glissement sont celles qui peuvent se former lors d'un glissement ou déplacement de matériaux, de petite à grande échelle, à la surface du sol ou sous la surface de l'eau. Les glissements peuvent n'impliquer qu'un déplacement d'une couche sur une autre selon un plan

PUBLISHED HYPOTHESES ON THE FORMATION OF CONVOLUTE LAMINATION

Author and year	*Time of formation*	*Mode of formation*
KUENEN (1953b) TEN HAAF (1956)	syndepositional	plastic deformation of ripple marks coupled with loading phenomena
SANDERS (1960)		deformation of cohesive sediment in response to shearing effects set up high velocity currents
DZULYNSKI and SMITH (1963)		(*a*) current deformation of a plastic sediment (*b*) loading pressures
SELLEY et al. (1963)	metadepositional	quick sand movement aided by upward migration of interstitial water
STEWART (1956)		deformation due to upwelling of trapped air pockets within a sediment below water level
DOTT and HOWARD (1962) NAGTEGAAL (1963)		gravity induced false body thixotropic sediment behaviour
RICH (1950)	postdepositional	sliding of overlying sediment deforming a bed by shearing forces
WILLIAMS (1960)		intrastratal laminar flow

Sedimentology, 5 (1965) 305–325

TABLEAU VIII - Hypothèses sur l'origine des stratifications ondulées, tiré de Davies (1965).

incliné ou peuvent impliquer le déplacement en masse de fortes épaisseurs de sédiments sur de grandes distances et à de grandes vitesses. Ces structures ont donc des échelles diverses, allant du plus petit au plus grand. Avant de résumer les données extraites de la documentation il est nécessaire de mentionner que par définition la gravité est le moteur des glissements. Il est donc superflu de ne reconnaître que cette cause aux glissements comme l'ont fait vingt-six pour cent des auteurs consultés.

Soixante-cinq pourcent des auteurs établissent un lien direct entre les séismes et les glissements, et ce, dans de nombreux cas, à partir d'observations directes pendant et après le séisme. Le tremblement de terre de 1964 en Alaska a provoqué des glissements majeurs sur une grande partie du territoire affecté. Dans ce cas les glissements sont indubitablement liés au séisme. Coulter et Migliaccio (1966), Reinmitz et Marshall (1965 et 1972) et Tuthill et Laird (1966) ont décrit les glissements engendrés par ce séisme tant sur terre qu'au fond de la mer. Seed (1968) présente d'ailleurs une liste assez longue de glissements attribués à des séismes. Enfin de nombreux auteurs ont invoqué des séismes à titre de cause sur la foi d'observations indirectes. Andresen et Bjerrum (1967), Bailey et Weir (1932), Dott (1963), Gregory (1969), Mikulenko (1967), Molnia et al. (1977), Nichols (1960), Qamar et Kogan (1981) et Verzilin (1961) en sont des exemples.

Un faible pourcentage (3) des auteurs ont

recours à d'autres causes, i.e., courants, vagues, gaz dans les sédiments, cryoturbation. Dans tous ces cas, les conclusions ne sont pas basées sur des observations directes ou expérimentales.

Les structures de glissement sont donc déclenchées fréquemment par des séismes, généralement par le biais de la liquéfaction de couches silteuses saturées. Le mouvement consécutif à la liquéfaction est du à l'action de la gravité et le résultat définitif du mouvement ne comporte aucun signe distinctif qui permet de le relier au séisme. Du moins aucun auteur n'en a observé et décrit. Aussi ce type de structure ne peut-il être retenu dans l'établissement des critères recherchés.

DYKES CLASTIQUES

Ce type de structure a été décrit au chapitre III. L'analyse de la littérature indique que les dykes clastiques sont fréquents et que vingt et un pourcent des auteurs les ont mentionnés. En terme de citations, ce type occupe le deuxième rang après les stratifications ondulées et les premiers textes qui les décrivent remontent à 1890. L'analyse des textes disponibles fait ressortir une distinction majeure reconnue par plusieurs auteurs dans le traitement de ce sujet. Cette distinction porte sur la direction du remplissage des dykes, soit du bas vers le haut, soit du haut vers le bas. Cette distinction est importante car dans presque tous les cas elle implique des origines différentes. La distinction sera respectée et le

traitement des dykes portera sur chaque élément.

A- Dykes clastiques remplis par le haut: Huit pourcent des textes en main traitent ce sujet. De ceux-ci, trente-cinq pourcent considèrent que les dykes sont des fissures d'origines variées (tectonisme, dessication, etc..) remplies par l'action gravitationnelle. C'est-à-dire que les particules déposées dans les fissures le sont sous l'effet unique de la gravité. Aucune observation directe ou provenant d'expériences ne vient appuyer cette conclusion. Les seuls indices sont indirects et d'ordre géologique. Bump (1951) mentionne que des dykes clastiques dans des sédiments de l'Oligocène au Dakota résultent du remplissage par le haut de fissures de dessication. Case (1895) émet une opinion à peu près identique pour des fissures remplies par le haut. Glennie (1970), Lawler (1923), Vitanage (1954) et Yanushevich (1972) citent aussi des cas semblables.

Dix-neuf pourcent des auteurs attribuent le remplissage à l'action de courants, i.e., Dionne et Shilts (1974), Lupher (1944), alors qu'un nombre égal les attribue aux phénomènes tectoniques régionaux. Quinze pourcent les attribuent à des effets glaciaires ou périglaciaires, i.e., Dionne et al. (1974), Elson (1975). Enfin, douze pourcent les relient aux séismes, i.e., Dzulynski et al.(1956), Neruchev (1959).

La diversité d'origine et le manque d'observations directes quant aux origines font que ce type de structure ne peut être retenu pour les fins du projet.

B- Dykes clastiques remplis par le bas: Les dykes remplis de

bas en haut le sont sous l'effet d'un mécanisme qui doit lutter contre la gravité, donc qui dispose d'énergie suffisante pour combler des fissures selon un processus d'injection.

Cinquante-sept pourcent des auteurs attribuent ces dykes à l'action d'un séisme. De nombreuses observations visuelles confirment cette conclusion. Coleman (1969) mentionne que plusieurs personnes furent témoins de la formation de dykes clastiques lors d'un séisme en 1935. Coulter et Migliaccio (1966) et Reimnitz et Marshall (1965) écrivent que des gens ont vu des crêtes de sable à la surface du sol peu après le séisme de 1964 en Alaska. Ces crêtes, absentes avant le séisme, sont l'expression en surface de dykes clastiques mis en place pendant le séisme. Enfin, Wang (1981) mentionne la présence de dykes observées dans des tranchées peu après le séisme de Tangshan, Chine,en 1976. Ces observations sont des confirmations indéniables de la formation de dykes clastiques remplies par le bas suite à l'activité séismique. Aucune étude expérimentale sur modèle ne vient appuyer ces observations visuelles. Par contre les auteurs qui expliquent la formation "séismique" des dykes à partir d'observations géologiques sont nombreux. Andrieux (1967) indique que ces dykes résultent d'un processus brutal et rapide, tel un séisme. Bailey (1932), Blatt et al.(1972), Coric et Manovlic (1981), Collinson et Thompson (1982), Damberger (1973), Diller (1890), Duncan (1964), Dzulynski et al. (1956), Hayashi (1966), Henderson (1935), Hesse(1976), Lambrecht et al. (1966), Laming (1966), Marschalko (1972), McCallis (1903), Russ (1979),

Verzilin (1961) et Waterstone (1950) recourent à cette explication pour des dykes clastiques de toutes dimensions observés dans des roches très anciennes aussi bien que dans des sédiments récents. Leurs conclusions sont généralement appuyées sur des indices tels le parallélisme interne des particules injectées, la régularité des parois, la granulométrie du matériel injecté, l'entrainement de blocs provenant des parois de la roche injectée, etc.. De nombreuses indications confirment que les dykes clastiques résultent parfois de séismes.

Seize pourcent des auteurs relient les dykes injectés par le bas à l'activité tectonique régionale. Allison (1953), Beutner (1978), Gottis (1953), Harms (1965), Peterson (1966), Russell (1927), Smith (1952) et Zupan et Abbott (1975) utilisent cette explication de l'origine de dykes observés généralement dans des roches très anciennes. Quelques auteurs ont pu établir une relation entre l'orientation des dykes et celle des contraintes régionales. Aucun ne spécifie précisément le mécanisme mis en jeu par les contraintes tectoniques. Quatorze pourcent des auteurs attribuent les dykes à l'action de la gravité. Aucune observation directe ou expérimentale ne confirme cette hypothèse. Arogyaswamy (1965) fait intervenir un glissement synsédimentaire avec injection des dykes dans les plans de rupture sous le poids du matériel déplacé. Jenkins (1925) mentionne le remplissage gravitationnel de fractures ouvertes. Ce remplissage serait fait par injection par le bas. Smith et Rast (1958) discutent en terme de "slumping" de masses de roches avec

injections selon des plans de fracture.

Enfin quelques auteurs relient les dykes à des effets de densité, des phénomènes glaciaires ou périglaciaires, des effets de pression hydrostatique (qui ressemblent au résultat de la liquéfaction par séisme). Aucun de ces mécanismes n'a été observé ou reproduit par voie expérimentale.

La majeure partie des indications les plus probantes laissent penser que les séismes sont une cause majeure de la formation des dykes clastiques remplis par le bas, probablement par injection, surtout quand il s'agit de phénomènes récents. Aussi, ce type de structure mérite-t-il d'être retenu pour l'établissement des critères de séismicité.

VOLCANS DE SABLE - DE BOUE

Ce type de structure n'est pas tellement abondant car il est rarement conservé intact et observé dans les roches. Seulement six pourcent des auteurs se sont penchés sur ce sujet et la majorité de leurs observations portent sur des manifestations actuelles ou récentes.

Soixante-quatre pourcent des auteurs attribuent les volcans de sable ou de boue à l'activité séismique. Plusieurs rapportent les témoignages de gens qui les ont vus en voie de formation ou en action lors de séismes. Coleman (1969) mentionne des observations visuelles de volcans de sable en action lors d'un séisme en 1935. Coulter et Migliaccio (1966), Reimnitz et Marshall (1965), Tuthill et Laird (1966) mentionnent

l'observation de nombreux jets de boue lors du tremblement de terre d'Alaska en 1964. Jaime et al. (1981) décrivent l'action de volcans observés avant la fin d'un séisme au Mexique en 1979. Oldham (1872) rapporte une observation semblable lors d'un séisme en 1869 aux Indes. Talaganov et al. (1981) ont fait une observation identique. Rascoe (1975) présente un relevé de plusieurs observations visuelles de volcans de sable en action lors de séismes (1811-1812- New Madrid, 1906- San Francisco, 1933- Long Beach, 1959- Yellowstone, 1973- Californie). Ambraseys (1969) a aussi présenté une liste semblable (1897- Assam, 1928- Bulgarie, 1930- Dhubri, Indes, 1964- Niigata au Japon). Enfin Wang (1981) et Wang et al. (1983) mentionnent la formation de volcans de sable lors du séisme de Tangshan, Chine, en 1976. Selon ces auteurs les volcans de sable résultent de la liquéfaction d'une couche sablonneuse en profondeur avec expulsion d'eau et de sable en surface à travers les couches sus-jacentes qui se brisent parce que non supportées par la couche liquéfiée. Le phénomène n'a été reproduit en laboratoire que par Weaver et Jeffcoat (1978) au moyen de vibrations et seuls quelques auteurs le mentionnent suite à des observations indirectes, i.e., Blatt et al. (1972), Leeder (1982), Montenat (1980) et Sieh (1978). Collinson et Thompson (1982) ajoutent que ces structures sont fréquemment observées en association avec des dykes clastiques.

Quatorze pourcent des auteurs attribuent les volcans de sable ou de boue à l'action de la gravité, sans intervention de séismes. Quelques-uns ont observé des volcans de sable

ou de boue ainsi formés. Dionne (1976) a observé des formes semblables sur les zones d'estran à la Baie de James et il les attribue à une surcharge due au poids des sédiments sus-jacents. Evans (1965) décrit des "mud pits" formés suite à l'échappement de gaz en surface à cause d'un effet de surcharge. Sikirdji (1982) rapporte une observation semblable dans des sédiments récents mis à jour lors de la vidange d'un réservoir. Il les attribue aussi au dégagement de gaz sous l'effet de la gravité. Burne (1970) a reproduit expérimentalement les volcans de sable. Gill et Kuenen (1958) ont aussi observé lors d'expériences simulant des glissements sous l'eau des formes semblables sur des sédiments glissés. L'extrusion d'eau en serait la cause.

Ces observations visuelles indiquent clairement que les volcans de sable ou de boue peuvent être formés de manières différentes. A noter que les volcans formés lors de séismes sont généralement des volcans de sable, c'est-à-dire que le sable provenant d'une couche inférieure est expulsé en surface via une cheminée. Ce type de structure est souvent conservé. Par contre les volcans formés par le dégagement de gaz ou l'échappement de boue sous l'action de la gravité n'ont généralement pas de conduit central plein et sont sujets à l'affaissement. Ils sont rarement conservés.

Ce type de structure étant si directement associé par plusieurs aux séismes sera retenu pour l'établissement des critères de séismicité.

FENTES DE GEL - CRYOTURBATION

Par définition ces structures sont dues au gel et sont des phénomènes glaciaires ou périglaciaires. Les fentes de gel et les structures de cryoturbation sont décrites au chapitre III.

Sept pourcent des auteurs des textes inventoriés discutent de ces structures et, comme il faut s'y attendre, quatre-vingt pourcent de ceux-ci attribuent ces structures au gel. Peu d'auteurs décrivent ces structures telles qu'observées en cours de formation, mais quelques-uns les ont observées dans des conditions où l'effet du gel est manifeste. Berthelsen (1979) décrit des plis et du boudinage dans des sédiments du Quaternaire et il les attribue à l'action de la gravité sous des conditions de gel. Carruthers (1939) décrit plusieurs types de structures dues au gel. Denny(1936), Dionne (1966,1970 et 1975), Collinson et Thompson (1982), Dylik (1961), Gangloff (1970), Gubler (1966), Horberg (1951), Johnsson (1959), Konigsson et al. (1977), Michel (1975), Sharp (1942) et Virkkala (1959) décrivent des structures qu'ils attribuent au gel suite à des observations géologiques. Lachenbruch (1962) a fabriqué des modèles de fentes de gel et de sols polygonaux à l'aide de cycles de gel et de dégel.

Il n'y a aucun doute que ces structures sont causées par le gel. Cependant quelques auteurs prétendent que le gel n'est pas requis pour former des structures semblables.

"The present paper is in line with this trend of inves-

tigations and aims to prove that nearly all of the described "periglacial structures" may easily be explained in terms such as load deformations, clastic dykes, spontaneous liquefaction, slumping, etc."

Butrym et al.(1964),p.2

Butrym et al. (1964) ont conclu au terme d'études expérimentales qu'on pouvait obtenir des structures glaciaires sans faire intervenir le gel. Dzulynski (1965) a démontré la même chose alors qu'il a fabriqué en laboratoire des "coins de glace" sans recourir au gel et uniquement par croissance de diapirs. Plusieurs auteurs sont conscients de la possibilité que des structures identiques aux structures de gel peuvent exister. Dionne (1971) discute de l'origine de quelques types de structures (plis contournés, involutions, injections, pseudo-nodules, etc..) en terme de charges différentielles et de glissements sous-marins même si elles sont observées dans des sédiments déposés dans des conditions périglaciaires. Halicki (1960) fait une mise en garde contre l'attribution de toute structure aux effets du gel. Il note que plusieurs de celles-ci ressemblent fortement à des structures formées selon d'autres mécanismes. Moerner (1982) va plus loin et écrit: "Similarly "glacial deformed bedrock" and many "deformational tills" are likely to represent paleoseismic events (rather than glacial activity)." Cette opinion n'est pas entièrement justifiée par l'auteur mais elle indique l'orientation adoptée par quelques chercheurs.

De ceci on doit retenir que les structures telles que fentes de gel et cryoturbation proviennent de phénomènes glaciaires ou périglaciaires, mais que des structures identiques ou à forte ressemblance peuvent provenir d'autres sources même dans des régions où les conditions de gel ont prévalu dans le passé. On ne peut donc attribuer automatiquement l'origine de ces structures au gel pour la simple raison qu'on les observe dans des endroits où le gel était prévalent au moment de la formation des structures.

Un problème connexe à la diversité des origines est celui de la ressemblance des structures. Dans le cas de fentes de gel il est possible d'identifier certains critères permettant de les distinguer de structures semblables dues à d'autres causes (i.e., dykes clastiques). Collinson et Thompson (1982) mentionnent que les fentes de gel ont une section conique assez bien définie avec rétrécissement vers le bas, et un mode complexe de remplissage avec plusieurs phases de lithologies variées réparties en zones parallèles aux parois des fissures. Le matériel de remplissage diffère du matériel constituant le sédiment envahi. Les fragments allongés ont parfois une orientation préférentielle (axe le plus long parallèle aux murs de la fissure). Ces critères ne sont cependant pas uniques aux fentes de gel, sauf peut-être le premier, et on peut les confondre avec des formes de dykes clastiques, ce qui revêt une certaine importance pour les fins de l'étude, puisque nous avons retenu les dykes clastiques pour les fins de l'établissement de

critères.

Enfin, les structures de cryoturbation ressemblent aux stratifications ondulées et dans certains cas on ne peut en distinguer l'origine par l'utilisation de critères. Puisque ces structures ne sont pas retenues pour les fins du projet cette confusion probable est sans conséquence.

Ajoutons ici que l'étude des structures attribuées à la glace est un domaine complexe. Coates (1975) a présenté une revue des déformations attribuables à la glace. Cette revue englobe des aspects intéressants, tels que la complexité des dépôts glaciaires, les mécanismes glaciaires qui déforment les sédiments avec une classification de ceux-ci, une classification et une description des caractères des sédiments déformés. Le lecteur intéressé est référé au texte de Coates (1975).

FAILLES - FRACTURES

Ce type de structure est souvent mentionné en association avec d'autres structures de déformation. Nous l'avons inclu ici car quelques auteurs y réfèrent comme siège d'activité séismique. Par contre ces structures peuvent résulter de plusieurs causes et se manifestent sous des formes variables dont la plupart sont attribuables à l'activité tectonique régionale.

Personne n'attribue directement la cause des failles et fractures aux séismes, aussi nous ne nous étendrons pas sur le sujet. Ces structures ne sont pas pertinentes aux fins du travail.

DIMENSIONS ET ORIENTATION DES STRUCTURES DE DEFORMATION

Toutes les données disponibles dans chaque article sur les dimensions et l'orientation des structures furent compilées afin de déterminer, si possible, des caractéristiques dimensionnelles et géométriques qui pourraient servir de critères d'identification de l'origine de certains types de déformations.

Le principal obstacle à l'atteinte du but recherché est que les chercheurs se sont peu intéressés aux mesures de dimensions. Dans la plupart des textes on ne trouve aucune mention des dimensions ou de l'orientation générale des structures. Sur ces points les descriptions sont souvent incomplètes et le seul indice utile est parfois limité à la présence d'un crayon, d'une boussole ou d'une pièce de monnaie sur une photographie ou d'une échelle sur un dessin. La raison de cette négligence est sans doute la variabilité des dimensions d'un type de déformation, non seulement d'un endroit à l'autre, mais aussi en un seul lieu. Ainsi, on retrouve souvent une courte note mentionnant que les dimensions varient de quelques centimètres à quelques mètres.

Les résultats de la compilation sont résumés au Tableau IX. Les données, nombreuses malgré tout, sont peu éloquentes si on ne les examine qu'à l'aide d'un tel résumé. Aussi est-il utile de voir plus en détail certains types de structures de déformation.

a) Stratification ondulée: Ce type de déformation est celui qui est le plus souvent cité et est aussi celui qui démontre les

TABLEAU IX

DIMENSIONS DES STRUCTURES DE DEFORMATION

TYPE DE DEFORMATION	DIMENSIONS cm HAUTEUR	LARGEUR	ORIENTATION	MATERIEL	ORIGINE
STRUCTURES DE SURCHARGE	1-30	4-30	parfois perpendiculaire au courant	sable - silt ou argile	densité courant
STRUCTURES EN BOULES ET COUSSINS	60-300	60-400	parallèles aux lits	sable sur silt ou argile	densité séismes
PSEUDO-MODULES	5-10	10-150	--	sable - silt	densité séismes
STRATIFICATIONS ONDULEES	99 cm-+10 m	99 cm-+99 m	irrégulier - ou perpendiculaire au courant	sable - silt till	gravité - glace - courant - séismes
STRUCTURES DE GLISSEMENT	99 cm-+100 m	99 cm-+100 m	perpendiculaire aux pentes	sable - silt	gravité - séismes
DYKES CLASTIQUES REMPLIS PAR LE HAUT	5-500	5-500	vertical ou presque	sable - gravier till	glaciaire
DYKES CLASTIQUES REMPLIS PAR LE BAS	1-+100m	1-+35 m	selon les joints perpendiculaires ou irréguliers	sable - silt argile	séismes
VOLCANS DE SABLE	2-40	40-400	--	silt - argile (boue) sable	compaction désaération séismes
FENTES DE GEL - CRYOTURBATION	2-1000	20-1000	--	argile - silt sable - gravier till	gel - dégel (périglaciaire

variations dimensionnelles les plus grandes. On lui reconnait aussi le plus grand nombre de causes. En général les stratifications ondulées causées par le courant, la gravité, la densité ou les séismes sont de petites dimensions, soit de l'ordre de quelques centimètres, et elles se retrouvent surtout dans des couches de sable et de silt. Aucune caractéristique dimensionnelle ou géométrique ne permet de distinguer les stratifications ondulées attribuables aux séismes de celles découlant d'autres causes. Les stratifications ondulées formées par les phénomènes glaciaires ou périglaciaires ont parfois de grandes dimensions et impliquent divers types de matériaux.

b) Fentes de gel - cryoturbation: Ces structures, regroupées selon une classification génétique, ressemblent parfois à d'autres types de structures (présentées dans ce rapport selon une classification descriptive, i.e. stratifications ondulées). Elles sont caractérisées par une grande variabilité dimensionnelle (de quelques centimètres à plus de dix mètres), la fréquence élevée de fortes dimensions et la variation de la nature des matériaux qu'elles affectent. Les phénomènes glaciaires et périglaciaires se produisent indifféremment dans tout matériel meuble et semblent indépendants de la lithologie. C'est peut-être leur caractéristique la plus distinctive.

c) Volcans de sable: En général les volcans attribuables à la désaération sont petits, soit de l'ordre de quelques centi-

mètres de diamètre (Burne, 1970) alors que ceux qui sont dus à la liquéfaction engendrée lors de séismes ou à la compaction (expulsion d'eau) sont plus gros, atteignant jusqu'à quelques mètres de diamètre (Gill et Kuenen, 1958 - Montenat, 1980 - Tuthill, 1966 - Ambraseys et Sarma, 1969). Les volcans résultant de la compaction ne peuvent être distingués de ceux provoqués par des séismes sur la base des dimensions.

d) Dykes clastiques: Ces dykes sont différents selon qu'ils sont remplis par le haut ou par le bas. Les dykes remplis par le haut sont constitués de sable, gravier et même de till. La granulométrie du matériel de remplissage est hétéroclite. Ces dykes sont verticaux et ils sont indépendants de la structure régionale. Les dykes remplis par le bas résultent le plus souvent de la liquéfaction. Ils sont constitués de sable, de silt ou de matériel plus fin, généralement bien classé. On peut y déceler une variation latérale de la granulométrie qui résulterait de la variation de la vitesse d'écoulement du matériel lors de son expulsion. Ces dykes sont aussi verticaux et sont souvent reliés à la structure régionale (i.e. parallèle aux joints, diaclases, etc..). Ceci est surtout vrai pour les roches et indique dans ce cas une mise en place à un moment tardif de la diagénèse.

Aucun des autres types de structure ne possède de caractéristiques dimensionnelles particulières pouvant servir

d'éléments de distinction.

L'analyse des données du Tableau IX permet de reconnaître l'influence de quelques facteurs sur les dimensions des structures. Ces facteurs sont: nature de la cause de la structure, épaisseur des couches affectées et granulométrie des particules.

-Nature de la cause: Ce facteur réflète surtout le mécanisme en jeu. Certaines causes sont locales et n'affectent que la surface d'une couche. Ainsi le courant est généralement responsable de structures de faibles dimensions n'impliquant que quelques couches (stratifications ondulées, structures de surcharge). Par contre, le gel engendre des structures majeures qui ne sont pas limitées à un type unique de matériel ou à un horizon bien défini. De même, la gravité agissant sur des plans inclinés peut engendrer des glissements de grandes dimensions, et ce, sans égard à la lithologie.

-Epaisseur des couches affectées: Certains mécanismes (densité, désaération) n'agissent que dans certains types de matériaux. Les effets seront donc proportionnels à l'épaisseur des couches de ces matériaux. C'est d'ailleurs la raison pour laquelle les expériences de laboratoire ne peuvent reproduire des structures macroscopiques. Elles sont en effet limitées pour des raisons de disponibilité d'espace à des couches peu épaisses.

-Granulométrie des particules: La nature du sol affecté se réflète aussi sur les dimensions des structures produites. Ainsi la liquéfaction engendrée par un séisme ne pourra affecter que

des matériaux dont la granulométrie est celle des silts ou des sables et les stratifications ondulées dues aux courants se produiront surtout dans les sables. Ces matériaux ne peuvent généralement contribuer à la formation de structures de forte taille.

SYNTHESE

Deux types de structures sont retenus comme sources possibles de critères d'activité séismique, les dykes clastiques remplis par le bas et les volcans de sable. Même si ces structures sont retenues, il ne faut pas conclure qu'elles offrent implicitement des critères uniques car, tel que démontré, leur origine peut être variée. Chaque structure traitée isolément ne peut constituer un critère de séismicité mais leur association peut fournir un indice plus significatif.

A- CRITERES SPECIFIQUES

Les critères spécifiques à chaque structure retenue sont ceux qui permettent de les distinguer d'autres structures semblables mais provenant de sources autres que les séismes. Tour à tour chaque type de structure sera examiné.

1- Dykes clastiques remplis par le bas

Le mécanisme de formation des dykes clastiques remplis par le bas implique l'injection de matériel clastique liquéfié. D'après Leeder (1982) le sable saturé se liquéfiera s'il est soumis à des vibrations telles que celles engendrées lors d'un séisme ou de tout autre choc. Le

sable cherchera à se compacter ce qui entraînera une hausse des pressions interstitielles et aboutira à la liquéfaction. Ce processus est bien connu et de nombreux auteurs en discutent, surtout dans la documentation géotechnique. Leeder (1982) estime qu'il faut un choc de magnitude minimale 5.5 à 5.8 à l'échelle Richter pour causer la liquéfaction et qu'alors celle-ci se manifestera jusqu'à quelques centaines de kilomètres de l'épicentre. La liquéfaction provoque la libération d'eau qui sera expulsée si des conduits sont disponibles. Ceux-ci le sont fréquemment à cause du bris des couches sus-jacentes qui s'enfoncent dans le matériel liquéfié. L'eau expulsée entraîne avec elle des particules solides dont le diamètre est fonction de la vitesse d'expulsion, mais est généralement faible surtout dans les phases terminales du phénomène. Ceci se réflète par une variation dans la granulométrie du matériel expulsé, variation observée dans le conduit où le matériel le plus fin est souvent au centre.

Les critères spécifiques aux dykes clastiques ainsi formés sont:

a) rattachement à une source: le matériel du dyke clastique est lié à la source dont il provient. Une couche-mère de composition identique est parfois observée et elle montre des indices de liquéfaction.

b) structure interne: le dyke possède une structure interne soulignée par l'orientation préférentielle des grains

tabulaires ou allongés selon les parois du dyke (à cause de l'écoulement) et par des variations granulométriques, du bord du dyke vers le centre (dues aux variations de la vitesse d'écoulement). Aucune stratification horizontale ne devrait être observée dans le matériel de remplissage.

c) nature du matériel du dyke: le matériel de remplissage diffère du matériel des parois. C'est habituellement un matériel sablonneux ou silteux à granulométrie uniforme. On y observe rarement des éléments grossiers. Hayashi (1966) a établi une relation selon laquelle le diamètre moyen des particules des dykes remplis par le haut est plus grand que celui des dykes remplis par le bas. Le diamètre moyen dans les dykes rempli par le bas est le même que celui des sables liquéfiés.

d) géométrie du dyke: les parois du dyke sont à peu près parallèles, verticales ou presque, et elles présentent un plan uniforme.

Ces critères servent à identifier les dykes remplis par le bas par du matériel liquéfié. La cause de la liquéfaction est souvent, mais pas toujours, un séisme. Elle peut être associée à un chargement rapide par exemple. Aussi ce type de structure n'indique pas l'activité séismique d'une façon absolue. On peut tout au plus dire en présence de ces structures que la probabilité d'activité séismique est grande (80 % ?).

2- Volcans de sable

Ce type de structure est le deuxième qui a été retenu pour fins d'établissement de critères de séismicité parce qu'il est fréquemment causé par l'activité séismique.

Tout comme les dykes de sable, la formation des volcans de sable implique la liquéfaction d'une couche située sous la surface et l'expulsion de matériel liquéfié. Ces structures forment des cônes de matériel éjecté en surface. Cette forme conique et l'éjection parfois brutale de matériel ressemblent aux formes et au mode d'activité des volcans, mais à échelle réduite. Le nom de "volcan" provient de ces similitudes.

Nous avons vu que ces structures peuvent être formées par d'autres causes. Les critères spécifiques utilisés pour distinguer celles qui sont reliées à l'activité séismique sont:

a) rattachement à une source: le matériel du volcan et celui qui est dans le conduit sont physiquement liés à la source d'où il origine. Cette source, une couche située à un niveau inférieur, n'est pas toujours visible. Quand elle l'est on y observe des indices de liquéfaction.

b) structure interne: le matériel du volcan possède une structure interne constituée par le parallélisme des couches déposées à l'extérieur et par le parallélisme des particules du conduit selon ses parois.

c) nature du matériel: comme pour les dykes clastiques, auxquels ils sont d'ailleurs apparentés, les volcans sont constitués de sable ou de silt, c'est-à-dire de matériel à haut potentiel de liquéfaction. La grosseur des particules ressemble à celles des dykes clastiques.

d) état de conservation du volcan: les volcans de sable associés aux séismes conservent leur forme alors que les volcans formés par l'échappement de gaz ont tendance à s'affaisser ou à s'effondrer.

L'ensemble de ces critères spécifiques définit les volcans de sable dont l'origine est reliée aux séismes. Ici encore ces critères ne sont pas absolus et on ne peut être assuré qu'ils indiquent à coup sûr l'activité séismique. Il faut émettre une opinion en termes de probabilité. Les volcans qui satisfont les critères énoncés ont une probabilité élevée de formation via les séismes, plus encore que les dykes clastiques.

L'observation conjointe des deux types de structure augmente la probabilité d'origine séismique.

B- CRITERES GENERAUX

Les critères généraux recherchés sont ceux qui permettent d'identifier positivement une ou plusieurs structures ainsi qu'un ou plusieurs éléments du contexte géologique dans le but d'établir la présence d'activité séismique. Peu d'auteurs ont abordé ce sujet. Le tableau X présente une liste des critères

TABLEAU X

CRITERES DE DEFORMATION SELON DIFFERENTS AUTEURS

Structures associées aux courants de turbidité	Dott, 1963
Structures de glissement	Fairbridge, 1947
Structures déformées par la glace	Fairbridge, 1947
Fentes de gel	Johnsson, 1962
Origine des plis intraformationnels	Macar, 1958
Distinction entre déformations des sédiments récents et celles des roches	Rettger, 1935 Hobbs, 1976
Déformations dues à la séismicité	Wang et al., 1983a Coates, 1975 Sims, 1975

évalués par différents auteurs. Ces derniers ont généralement cherché à dégager des critères permettant l'identification d'un groupe de structures. Ainsi Dott (1963) présente des critères permettant de reconnaître les structures associées aux courants de turbidité. Fairbridge (1947) présente des critères de définition des structures de glissement et des structures déformées par la glace (cette catégorie est trop vaste pour être utile ici). Johnsson (1962) présente des critères propres aux fentes de gel. Macar (1958) présente des critères permettant de distinguer l'origine des différentes formes de plis intraformationnels. Rettger (1935) présente des critères permettant de différencier les déformations des sédiments récents de celles des roches. Hobbs (1976) traite du même sujet. Halicki (1960) discute, sans présenter de véritables critères, de la confusion qui existe entre les structures périglaciaires et celles d'autres sources.

Seulement trois auteurs ont tenté de dégager des critères généraux de séismicité, avec plus ou moins de succès.

1- Wang et al. (1983a) relient l'activité séismique à la liquéfaction de couches silteuses à l'aide d'exemples tirés du tremblement de 1976 à Tangshan, Chine. Ils écrivent que l'identification de phénomènes de liquéfaction anciens dépend de l'identification de volcans de sable ("sandboils"). Afin d'aider à établir ce critère, ils présentent une classification des caractères macroscopiques de liquéfaction basée principalement sur l'emploi de photographies aériennes.

Selon les exemples qu'ils présentent, les structures de liquéfaction ressortent bien sur des photographies aériennes et on y distingue des arrangements géométriques particuliers tels que ceux présentés au Tableau XI. Ces auteurs ont eu l'avantage de disposer de documentation photographique préparée peu après le tremblement de terre. Le Tableau XII présente l'utilisation pratique de ce travail.

L'application de cette méthode à l'étude de structures plus anciennes serait plus difficile et ne comporterait aucune garantie de succès. Ce serait possiblement utile cependant car Chagnon (1968) a déjà observé des structures géologiques d'origine inexpliquée dans la région de Baie St-Paul. Il a écrit (1969 ,p.8): "Numerous rounded knobs of low elevation are distributed over the clay basement and consist of sand.". Ces monticules de sable, aussi observés dans la région de La Malbaie, sont visibles sur des photographies aériennes et présentent quelques similitudes avec les structures classifiées par Wang. Cette approche est intéressante mais son application à des cas historiques reste à vérifier.

2- Coates (1975) a étudié des déformations dans les sédiments récents des Basses-Terres du St-Laurent dans le but d'établir des critères de séismicité. Ses conclusions sont à l'effet que des critères de déformation des sédiments par l'activité séismique peuvent être établis mais à titre de

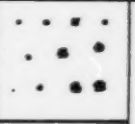
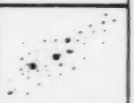
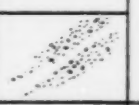
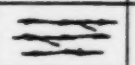
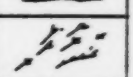
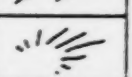
CATEGORY OF PATTERN	SUBDIVIDED PATTERN	LEGEND	GEOMORPHIC AND TOPOGRAPHIC FEATURES	PRINCIPAL MODE OF SURFACE WAVE	FIGURE NO.
SCATTERED STARS (s.s.)	SPARSELY s.s.		ON PLAINS AWAY FROM RIVER BANK, SIMPLE GEOMETRY	EVENLY TRANSMITTED SURFACE TRAVELLING WAVES	1a
	DENSELY s.s.				1b
	CLOUDILY s.s.				1c
NETWORK	BRANCHES		ON THE CONVEX SIDE OF RIVER BENDS, TOPOGRAPHICALLY LOW, NEAR THE RIVER	STATIONARY SURFACE WAVES REFLECTED AND FOCUSED WITHIN RIVER BEND	2a
	ARTERIES				2b
	RADIATION				2c
TORTILE	BROOM		INSIDE RIVER BENDS, TOPOGRAPHICALLY LOW PLAINS	RESULTANT WAVE FRONT VECTORS FROM MULTI-DIRECTIONAL REFLECTION, INTERSECT TO FORM TORSIONAL MOVEMENT OF GROUND	3a
	VORTEX				3b
	CURLY HAIR				3c

TABLEAU XI - Critères macroscopiques de liquéfaction, (de Wang et al., 1983a).

Category of pattern	Subdivided pattern	Spacing of sandboils (m)	Index of damage (approx.)	Status of damage
Scattered stars (s.s.)	Sparsely s.s.	≈100	0.20	Slight damage: on level ground uneven settlement of foundations causes cracks in walls. Because shear wave cannot be transmitted through liquified layers, liquefied area often does less harm to facilities on ground.
	Densely s.s.	<50	0.4	
	Cloudily s.s.	<20	0.4	
Network	Branches	30 ~ 50 (in row)	0.9	Intermittently distributed damage, i.e., buildings or facilities collapse or stand within half-spacing of arteries. Heavily destroyed areas are concentrated at the center of the river bend. Horizontal swaying may be the main mode of ground movement.
	Arteries	≈20 (minimum)	0.6	
	Radiation	—	0.9	
Tortile	Broom	<1000 (radius of curvature)	0.8	Heavily damaged under extensive horizontal torsional shearing. Buildings collapsed, ground unevenly settled, soil strata distorted, tension–torsional surface ruptures widespread over the site.
	Vortex	500–1000 (outer diam.)	0.9	
	Curly hair	≈30 (width of curl)	0.7	

NOTE: Index of damage of a natural village means the weighted mean of the number of damaged houses of a certain equivalent style, e.g., brick houses. Thus

$i_b = \sum_k i_{bk} n_k / N_b$ where b represents a kind of brick house; n_k is the number of brick houses; and $N_b = \sum_k n_k$ is the total number of brick houses in the natural village.

TABLEAU XII - Application pratique des formes de liquéfaction, (de Wang et al. 1983a).

suggestion seulement. Ce sont:

-des structures en forme de diapirs, surtout quand elles sont tronquées.

-la continuité horizontale des unités déformées.

-la présence de phénomènes thixotropiques.

-des distorsions d'allure verticale.

-l'absence de processus glaciaires.

-la nature des dépôts meubles.

Ces critères sont très généraux et ne sont pas justifiés par des explications précises dans le texte. Ils méritent d'être revus et discutés un par un.

- des structures en forme de diapir, surtout quand elles sont tronquées: l'origine de ce critère n'est pas évidente à la lecture du texte. L'auteur indique que selon lui une structure en forme de diapir est une structure qui déplace et parfois recoupe une formation sus-jacente. Il semble appliquer ce terme aussi bien à un pli dont le sommet est aplati qu'à un dyke clastique. L'emploi du terme "diapir" dans ce contexte est assez déroutant car ce terme est surtout utilisé en géologie pour décrire des remontées verticales de sel dont l'origine est due à des contrastes de densité. Ce critère ne semble pas évident sauf si on ne l'applique qu'aux dykes clastiques.

- la continuité horizontale des unités déformées: Ce critère implique qu'un séisme affecte un horizon particulier pendant ou peu après la sédimentation. Il est logique d'en

arriver à cette conclusion et ce critère mérite d'être retenu.

- la présence de phénomènes thixotropiques: L'auteur réfère probablement ici à des indices de remaniement, ou plus précisément, de liquéfaction. Ces indices sont rares et seuls les volcans de sable semblent utiles. Ce critère mérite aussi d'être retenu.

- des distorsions d'allure verticale: L'auteur semble référer ici à des structures telles que dykes clastiques. Il mentionne, dans le texte, des plis dont l'axe et les flancs sont surtout verticaux; ceci ne semble pas valable comme critère car l'allure verticale des structures de déformation n'est pas unique aux structures résultant de séismes.

- l'absence de processus glaciaires: Ce critère serait utile dans un autre contexte géologique, comme celui de la Californie par exemple. Sur le territoire qui nous intéresse les processus glaciaires sont omniprésents et il est difficile de démontrer, sauf dans un cas exceptionnel, qu'ils ne sont pas actifs ou ne l'ont pas été.

- La nature des dépôts meubles: Ce critère est obscur et semble subordonné à d'autres critères. En effet certaines structures ne se forment que dans des types de sol bien définis (i.e., volcans de sable) et ne sont pas observés dans d'autres types qui ont aussi subi les effets de l'activité séismique.

Nous reprendrons plus loin l'ensemble des

critères retenus. Notons ici que Coates (1975) conclut son étude en écrivant que la plupart des déformations observées dans les Basses-Terres du Saint-Laurent sont d'origine glaciaire.

3- Sims (1975) a présenté une série de critères permettant d'établir une corrélation entre les structures de déformation et l'activité séismique. Ce sont:

-proximité d'une zone séismique actuellement active.

-présence de sédiments à haut potentiel de liquéfaction, tels que des sables et des silts saturés et de faible densité relative.

-similitude avec des structures formées par voie expérimentale.

-structures internes de faibles dimensions à l'intérieur des zones déformées qui suggèrent la liquéfaction.

-structure limitée à un horizon stratigraphique unique.

-zones de structures étalées sur de grandes surfaces.

-absence d'influence de la part de pentes, ruptures de pentes, ou d'autres processus sédimentologiques, biologiques ou de déformations.

Avant d'examiner ces critères il est utile de rappeler que les études de Sims portent sur un territoire non affecté par la glaciation. La distinction de l'origine des structures de déformation est de ce fait beaucoup plus simple.

Le premier critère est celui de la proximité d'une source d'activité séismique et il est assez évident. Le second critère porte sur la présence de sédiments liquéfiables. Ceci indique que Sims identifie les structures de déformation dues à des séismes au phénomène de liquéfaction. C'est d'ailleurs le processus de formation invoqué pour les structures retenues dans cette étude (dykes clastiques et volcans de sable).

Le troisième critère porte sur la similitude avec les structures reproduites par voie expérimentale. Sims réfère sans doute aux structures reproduites par Kuenen (1953), i.e. pseudo-nodules, stratifications ondulées, structures que Sims a observées dans les sédiments du réservoir Van Norman après le séisme de San Fernando en 1971. Nous n'avons pas retenu ces structures car elles sont formées par une multiplicité de processus et qu'elles sont confondues avec des effets glaciaires. Les structures retenues (dykes clastiques remplis par le bas et volcans de sable) n'ont pas été reproduites en laboratoire mais ont fait l'objet d'observations visuelles ou directes. Ce troisième critère est donc moins utile dans le contexte géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent.

La présence de structures internes est un quatrième critère qui peut être retenu ici même si son application est difficile à cause de l'interférence de l'action du gel. Le cinquième critère est celui de

l'observation des structures dans un horizon particulier. C'est un critère semblable à celui proposé par Coates (1975) sur la continuité latérale des unités déformées. Il mérite d'être retenu.

L'extension latérale sur de grandes surfaces (6ième critère) est difficile à vérifier ici. Ce critère est valide si on dispose de repères stratigraphiques précis. Il exige de plus qu'il y ait effectivement continuité latérale. Le septième critère porte sur l'absence d'autres processus de formation et il ressemble à celui de Coates (1975) sur l'absence de processus glaciaires. Tout comme dans le cas du critère de Coates, celui-ci est d'application difficile dans le contexte géologique local.

Tout les critères retenus par Sims (1975) ne peuvent s'appliquer au territoire des Basses-Terres du St-Laurent à cause des effets glaciaires qui masquent les effets des autres processus. Plusieurs sont cependant pertinents et sont retenus.

Les critères spécifiques et les critères généraux présentés ici sont les seuls obtenus lors de la recherche bibliographique. Certains sont établis positivement tant par les observations que par les expériences et s'appliquent aux conditions locales. Répétons cependant qu'aucun critère n'est absolu, en ce sens qu'il pourrait assurer la manifestation de

l'activité séismique.

CHAPITRE V

REVUE DE LA LITTERATURE SUR LES ESSAIS EN LABORATOIRE ET LES DEFORMATIONS

INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est de faire le point sur la littérature concernant les essais en laboratoire dont le but est d'obtenir des structures sédimentaires associées aux séismes. Tel qu'indiqué auparavant les déformations les plus fréquentes parmi celles qui sont associées aux séismes sont: (1) les glissements, (2) les volcans de sable, et (3) les dykes de sable remplis par le bas.

Les documents sur l'observation des déformations plastiques en laboratoire ont surtout été publiés pendant la période de 1900 à 1960. Kuenen (1958) a fait plusieurs essais en laboratoire qui ne furent pas répétés par la suite. Vers la fin des années 60 quelques auteurs (Anketell et Dzulynski, 1968, McKee et Goldberg, 1969) sont revenus à la charge pour refaire certains essais afin de simuler surtout les structures en coussins. Ces essais sont demeurés descriptifs. Ambraseys et Sarma (1969) furent les premiers à tenter de mesurer les effets des séismes sur les sédiments et surtout à quantifier les observations afin de permettre la définition du rôle de paramètres

tels la vitesse critique d'accélération des particules et la densité relative des sols utilisés. Toutefois, leur approche était surtout concentrée sur les études de liquéfaction des sables ce qui peut quand même être relié aux structures comme les dykes de sable.

Ce n'est toutefois qu'au début des années 70, avec les travaux d'Allen et Banks (1972) que se dégage une approche quantitative sur la formation des convolutes dans un dépôt fraichement formé. Ce travail est particulièrement intéressant puisqu'il est directement orienté vers la modélisation des structures sédimentaires. Parallèlement à ces travaux, les efforts accrus d'études des propriétés dynamiques des sols ont généré une littérature abondante qui déborde en bonne partie le cadre général du projet mais qui devrait être consultée dans l'éventualité de travaux de laboratoire consécutifs au projet actuel.

Les travaux évalués à ce jour indiquent que les structures sédimentaires (i.e. dykes de sable) produites lors de secousses telluriques sont intimement reliées à la nature du sol, son mode de déposition, son degré de maturation (ou consolidation) et, finalement, aux conditions des pressions de l'eau interstitielle. Naturellement, l'élément majeur (ou encore la condition nécessaire) est l'intensité des tremblements de terre et leur durée.

La littérature répertoriée ici peut se diviser

en deux groupes: (1) les articles traitant des aspects théoriques (ou de modélisation) des causes et du comportement dynamique des sols, et (2) ceux reliés aux structures sédimentaires reproduites au laboratoire. Les aspects traités dans le premier groupe sont surtout reliés au processus de sédimentation et de liquéfaction. L'analyse et la synthèse de la littérature seront donc présentées en deux étapes correspondant aux groupes identifiés.

ETUDES ANALYTIQUES DES DEFORMATIONS

Tel qu'indiqué au début de cette section, la fin des années 70 semble marquer un tournant dans la simulation des déformations associées aux matériaux à forte teneur en eau. Si les travaux de Kuenen (1958) voulaient indiquer le rôle important des essais de simulation en laboratoire sur modèles réduits, les travaux de Anketell et Dzulynski en 1970 pointent clairement qu'il faut tenter de quantifier les processus et laissent aussi présager l'utilisation accrue de la modélisation par ordinateur. Dans leurs travaux, Anketell et Dzulynski (1970) de même que Selley (1969) soulignent l'importance du passage de la masse de sol par un état proche d'un liquide. La revue de la littérature sur ce sujet nous a indiqué que le sol pouvait atteindre un tel état par deux processus distincts: la fluidisation et la liquéfaction. La fluidisation résulterait de l'action de gradients de densité et de consolidation différentielle dans un sédiment, ce qui entraînerait une migration de

l'eau dans d'autres régions du sol et donc à ces endroits créerait une surpression d'eau. Cette surpression de l'eau interstitielle provoquerait une diminution des contraintes effectives qui alors tendraient vers zéro. La liquéfaction, par contre, est la transformation d'un sol en un liquide à la suite de vibrations qui engendrent une augmentation des pressions interstitielles et de ce fait une diminution des contraintes effectives de sorte que:

$$\sigma' = \sigma - u$$

où σ est la contrainte totale, σ' est la contrainte effective et u est la pression de l'eau interstitielle.

Les documents consultés à ce sujet se regroupent en deux catégories: (1) liquéfaction et (2) sédimentation - fluidisation. Ceux qui étudient la sédimentologie invoquent souvent les gradients de concentration et de densité obtenus lors de la sédimentation et ce pour des dépôts récents. Les études sur la liquéfaction portent aussi sur des sédiments non-indurés et souvent lâches. Ainsi, à partir de quelques auteurs traitant du sujet nous tenterons d'aborder quelques aspects analytiques de ces deux phénomènes qui sont fort importants (Sims, 1978) dans la formation entre autres de dykes de sable et de volcans de boue.

Liquéfaction

La liquéfaction est un phénomène qui a soulevé beaucoup d'intérêt depuis quelques années. Déjà Casagrande, en

1936, fournit quelques explications sur le processus de liquéfaction tel qu'énoncé auparavant. Plus récemment ce sont les travaux de Seed (1968) qui ont permis de mieux comprendre le comportement dynamique des sables sous des charges cycliques telles que celles engendrées par les tremblements de terre. Revoir l'ensemble de la littérature sur ce sujet serait très laborieux et déborderait le cadre du projet. Toutefois, il est intéressant d'en résumer quelques principes afin de voir s'il est possible de retracer quelques conditions propices à la liquéfaction et quels genres de déformations y sont associés. Déjà nous avons indiqué que les dykes de sable remplis par le bas résultaient dans la majorité des cas d'une liquéfaction causée par des tremblements de terre. Contrairement à la fluidisation, la liquéfaction est causée par des vibrations transmises au sol et surtout à l'eau. Les conditions propices à la liquéfaction sont rencontrées lorsque le sable est lâche et saturé d'eau. Dans de telles conditions, un tremblement de terre pourra engendrer des vibrations suffisantes pour entraîner une liquéfaction du sol. Seed et Idriss (1971, dans Ishihara, 1978) suggèrent une procédure pour évaluer le potentiel de liquéfaction d'un sol:

1) évaluation de l'histoire des contraintes dynamiques du site,
2) détermination des contraintes de cisaillement nécessaires à la liquéfaction du dépôt et ce, à diverses profondeurs,
3) détermination de la susceptibilité du sable à la liqué-

faction à diverses profondeurs en comparant aux contraintes de cisaillement pouvant être générées par le niveau de tremblement de terre choisi.

Plusieurs travaux, dont ceux de Siro (1976), Seed (1968) indiquent que les sols qui ont déjà été liquéfiés deviennent plus compacts et donc moins sensibles à une liquéfaction ultérieure. Dans le cas d'un sable fortement surconsolidé, sa sensibilité à la liquéfaction sera beaucoup plus faible que pour un sable lâche; ou encore, il faudra un tremblement de terre d'une durée plus longue ou d'une magnitude plus forte pour liquéfier un sable consolidé par rapport à un sable lâche. Holtz et Kovacs (1981) préfèrent à ce titre utiliser le terme mobilité cyclique ("cyclic mobility") au lieu de "liquéfaction" pour justement réfléter l'influence du degré de consolidation sur le nombre de cycles nécessaires à la liquéfaction du sol.

Les travaux de Ishihara (1978) sont très intéressants au sujet des conditions favorables à la liquéfaction. Ishihara (1978) fait la remarque que d'après l'étude de plusieurs essais réalisés en laboratoire, il semble que la liquéfaction se produise presque toujours au moment où la contrainte maximale est atteinte pendant un chargement irrégulier (figure 14). Après cette étape la pression interstitielle demeure presque constante tant que les conditions de non-drainage sont

maintenues. Il remarque aussi que la liquéfaction se produit environ 5 à 30 secondes après le début du mouvement majeur ("major shaking") et ce pour la plupart des tremblements de terre. Le maintien d'une contrainte effective nulle dans le sédiment est conditionnel au système de drainage et aussi au maintien des vibrations. Ishihara (1978) décrit les divers types d'ondes produites lors d'un tremblement de terre et suggère que d'après son expérience on peut considérer deux types: (1) une onde de choc et (2) une onde de vibration. Le premier cas correspondrait à une onde ayant un ou deux pics dont l'amplitude est de 60% supérieure aux pics précédents. Le deuxième cas correspondrait à une onde pour laquelle plus de trois pics auraient une amplitude de plus de 60% du maximum existant dans la trace et ce, du même coté de la contrainte maximale (figure 15). Il note aussi qu'une onde de type vibratoire aura plus de chance de produire la liquéfaction du sol.

Ainsi les conditions idéales pour la liquéfaction d'un sable sont:

1) une porosité élevée,
2) une saturation complète,
3) un drainage limité,
4) se produit à faible profondeur (moins de 20 mètres),
5) une onde de type vibratoire de longue durée ou une onde de choc de forte intensité.

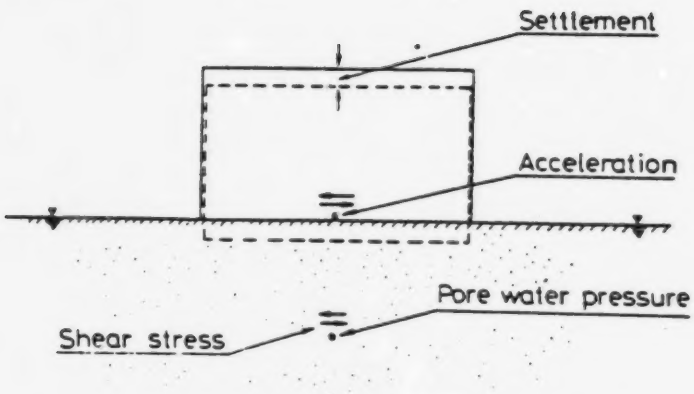


Fig. 1 Phenomena associated with liquefaction of loose sand deposit

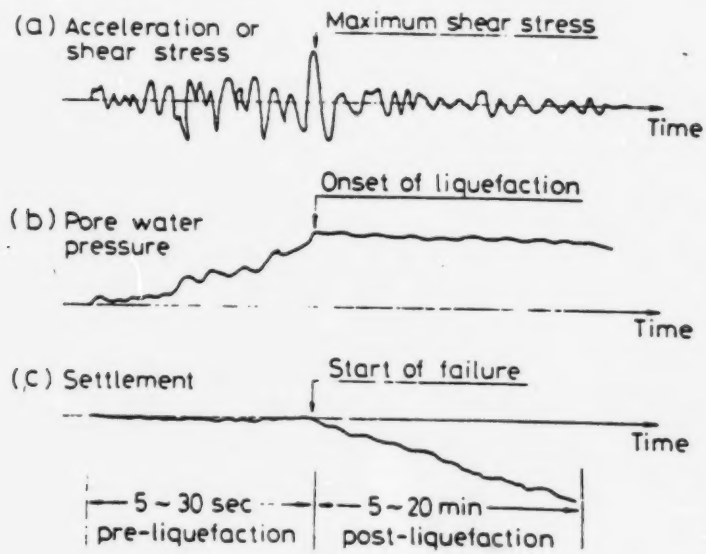


Figure 14 - Séquence des événements associés à la liquéfaction à différents moments.

(Ishihara, 1977)

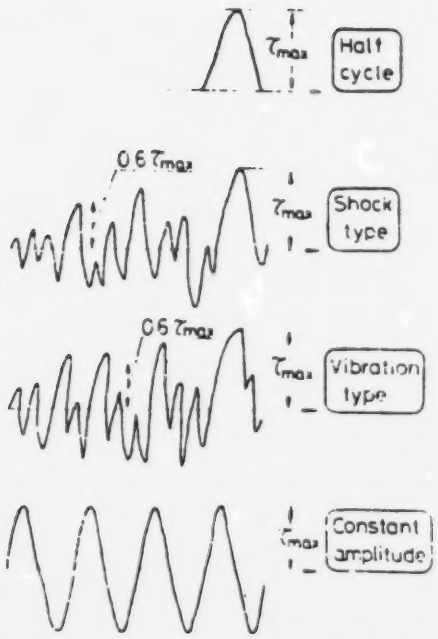


Figure 15 - Classification des formes d'ondes associées à un chargement irrégulier. (Ishihara, 1977).

De telles conditions devraient être évaluées lors de la réalisation d'essais en laboratoire. Comme nous le verrons ci-après, la majeure partie des essais ayant pour but de réaliser en laboratoire des déformations associées à de l'activité séismique ont été conduits dans des conditions qui ne permettent pas une corrélation facile avec les conditions de terrain. Les expériences sur la fluidisation semblent coller plus aux conditions de terrain mais seulement pour certains aspects.

Sédimentation - fluidisation

La sédimentation des particules dans un milieu aquatique a fait l'objet d'une multitude d'articles depuis plusieurs décennies. Pourtant, tel qu'indiqué par Butrym et al. (1964), les problèmes reliés à des gradients inverses de concentration dans un sédiment demeurent difficile à aborder. Pour ce qui concerne les éléments de base sur les théories de la sédimentation les travaux de Middleton et Hampton (1973) et ceux de Potter et al. (1980) sont particulièrement intéressants. Ces auteurs présentent les théories classiques de la sédimentation, i.e. celle faisant surtout intervenir la loi de Stoke. Par contre, dans des sédiments tels que des turbidites la concentration en sédiments est telle que la loi de Stoke n'est plus valide. Il se produit alors dans la colonne de sédiment, à des concentrations assez élevées, une sédimentation dite entravée ("hindered settling") et ce, tel qu'illustré par les travaux de

Kynch (1952), Migniot (1968) ainsi que ceux de McRoberts et Nixon (1976). Ce rappel sur la sédimentation a surtout pour but de souligner le fait que la stratification de la densité ou de la concentration en sédiment est héritée tôt lors de la formation du sédiment. Des situations telles que celles que l'on retrouve à proximité des glaciers ou des deltas fluvio-glaciaires sont propices à une évolution du bassin sédimentaire qui tend à produire une stratification telle que des sables et des graviers peuvent être sédimentés sur des argiles molles produisant ainsi un gradient de densité et parfois de concentration (Allen, 1977). Allen en 1970 présente un modèle analytique d'une situation favorable à des structures en coussin (figure 16). Dans cet exemple il mentionne:

> "These structures represent a case of gravitational instability in which the different parts of the system in a liquefied state have moved relatively prior to lithification in response to buoyancy forces." (Allen, 1970, p. 86).

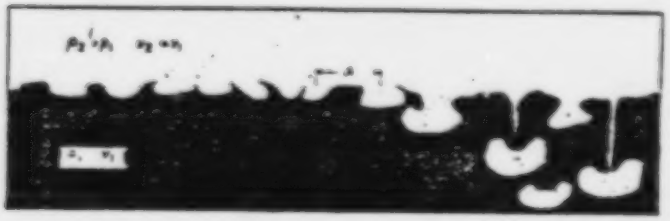


Figure 16 - Structures de charge formées à l'interface de couches de sable et d'argile. (Allen, 1970).

Allen (1970) indique que la densité de la boue

fraîche est de 1,5 g/cm3 alors que celle du sable lâche au-dessus est de 2,0 g/cm3. Un tel arrangement est donc métastable et toute vibration créera une perturbation un peu comme dit Kuenen en 1958. Les formes en coussins illustrées à la figure 16 résultent donc de déformations dynamiques lors de la descente de la masse de sol ayant une densité plus grande. Pour mieux comprendre cette description de Allen (1977) nous reprenons ci-après quelques-unes de ses explications qui permettent de comprendre la transformation des turbidites en sédiments avec un gradient de densité inverse. Un tel cas est possible surtout dans un sédiment hétérogène composé donc de particules fines et grossières. La densité (γ) d'une dispersion de grains est reliée à la concentration en particules (C_1) par la relation suivante:

$$\gamma = \rho + C_1(\sigma - \rho)$$

où ρ est la densité de l'eau et σ est la densité de la particule

La densité globale de la dispersion augmente donc linéairement avec la concentration. Lorsqu'une turbidite granoclassée se liquéfie, les grains plus grossiers vers la base de la colonne vont descendre plus rapidement que les grains plus fins au haut de la colonne de sol (figure 17). Cette vitesse différentielle est appuyée par la loi de Stoke qui indique que la vitesse de chute des particules est proportionnelle au carré du diamètre. Bagnold (1954) indique que la distance entre les particules varie inversement avec leur concentration fractionnelle et

la concentration dans la partie inférieure pourra alors diminuer plus rapidement dans le temps que dans la portion supérieure. Ainsi, dans une turbidite on retrouve un granoclassement vers le haut dans lequel la distance relative entre les particules, pour des concentrations comparables, va augmenter vers le haut. Donc, la dispersion d'une colonne de sol d'une turbidite qui a été fluidisée sera de telle sorte que les grains plus grossiers à la base vont chuter plus rapidement laissant ainsi une zone interne à la colonne qui enregistrera une diminution de sa densité. Etant donné que les particules dans la partie supérieure chutent plus lentement la concentration dans cette zone pourra donc aussi diminuer plus lentement. Donc, la zone de diminution plus rapide de la concentration pourra atteindre une concentration même plus faible que celle de la zone au-dessus créant ainsi un gradient inverse de densité. Donc, à la suite de la sédimentation le gradient de concentration pourra diminuer ou même devenir négatif. Allen (1977) propose la relation suivante:

$$dc/dt = -C\,(du/dy)$$

Ceci montre que le taux de changement de la concentration en particules au niveau d'un grain en particulier, augmente avec la concentration locale et avec le gradient de vitesse de la particule en chute. Ainsi, si le gradient est initialement positif il est possible qu'avec la sédimentation, la concentration, à un niveau donné, diminuera avec le temps. Ainsi il y a une zone de la colonne de sédiment qui pourra se déformer

à cause du gradient de concentration et de son état fluidisé.

Allen (1977) indique que ce processus nécessite quelques facteurs:

1) un gradient de vitesse de chute existant potentiellement dans le sédiment,
2) une génération de pressions interstitielles causée par différents facteurs tels que ceux énoncés auparavant, dont les tremblements de terre,
3) un temps de fluidisation suffisant du lit pour donner assez de temps à la re-sédimentation de se compléter.

D'après ce dernier, de telles conditions seraient favorables à la formation de structures en convolutes. Ainsi les phénomènes associés à la sédimentation et à la fluidisation peuvent mener à des structures de déformation souples telles que les convolutes qui pourraient résulter de tremblements de terre.

Allen et Banks (1972) obtiennent par analyse numérique des déformations de lits entrecroisés en simulant l'action conjuguée de la liquéfaction du sol et de l'effet d'entraînement d'un courant à la surface du sol (figure 18). Ils concluent entre autre que:

> "In the light of our model, we suggest that the occurrence in space and time of deformed cross-bedding in waterlaid sediments may be a useful guide to tectonic activity involving earthquakes." (p. 280).

Toutefois, ils n'ont pu réussir à reproduire en

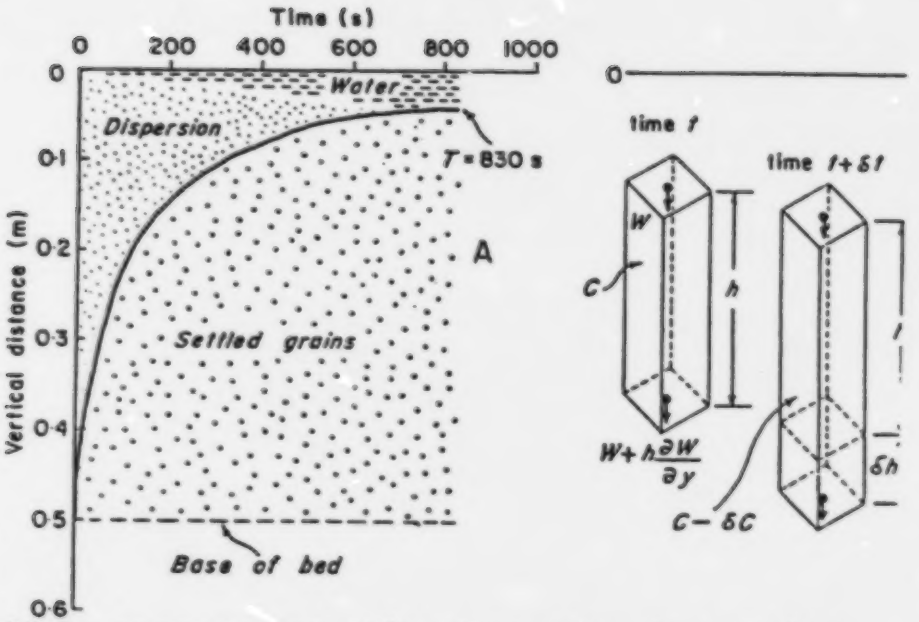


Figure 17-Le comportement d'une dispersion de granules durant l'accumulation des particules; exemple d'une re-sédimentation d'une turbidite de 0,5m à la suite de la liquéfaction. (Allen, 1977).

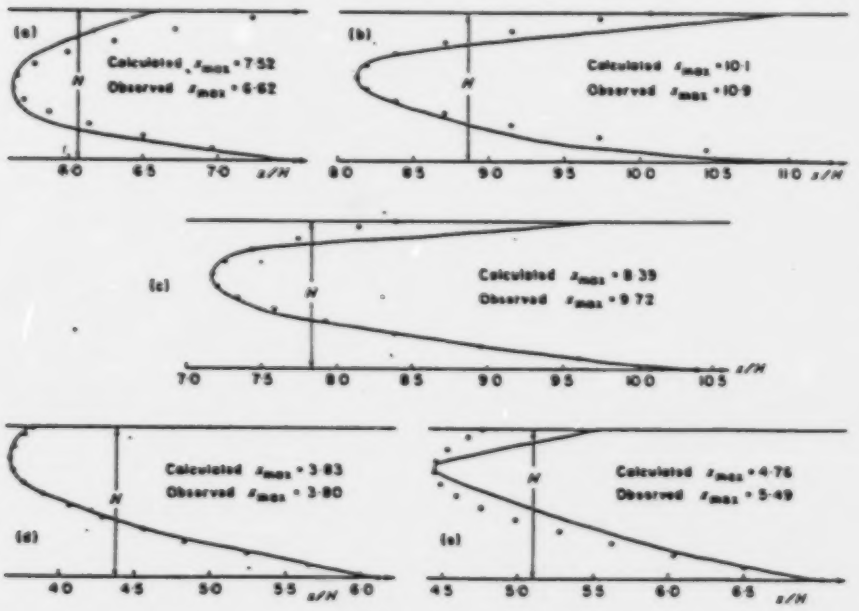


Figure 18 - Déformations calculées (points noirs) et observation de couches déformées pour cinq cas différents (Allen et Banks, 1972).

laboratoire les conditions qu'ils ont simulées numériquement. La section qui suit vise justement à retracer les données de laboratoire qui existent sur les déformations intraformationnelles pouvant être associées aux activités séismiques.

STRUCTURES SEDIMENTAIRES AVEC DEFORMATIONS PLASTIQUES REPRODUITES AU LABORATOIRE

Les travaux retrouvés dans la littérature et traitant de ce sujet sont présentés ci-après. Les principaux documents seront présentés et analysés selon l'ordre chronologique ce qui permet en même temps de mieux suivre l'évolution des approches utilisées. Avant d'aller plus loin, rappelons que les documents sélectionnés sont seulement ceux qui se rapportent aux déformations plastiques ou structures sédimentaires secondaires retrouvées dans des sédiments mous lors de la déformation. Ceci nous a donc permis d'éliminer tous les articles traitant de l'obtention en laboratoire d'autres structures sédimentaires (e.g. rides de plage et autres structures de courant). Le Tableau XIII résume quelques caractéristiques des essais réalisés au laboratoire et devant produire des convolutes et d'autres types de déformations souples.

Tel qu'indiqué auparavant, les travaux de Kuenen (1958) ont fortement influencé les sédimentologues et marquent en quelque sorte la fin des essais dits d'observation

Tableau XIII - Données sur quelques expériences de laboratoire produisant des structures telles que des convolutes ou autres déformations souples.

AUTEUR (S)	MATERIEL	STRUCTURE	EPAISSEUR DES COUCHES (cm)	AMPLITUDE (cm)
Deeley, 1916	paraffine sableuse sur "pitch"	concolute	1-3	2
Kindle, 1917	sable sur argile avec minces lits de plâtre	plis déjeté	2-3	10
Rettger, 1935	lits de sable et d'argile	glissement, plis, faille	1-3	1-3
Kuenen, 1958	sable sur de la boue	convolute en saucisson	2 pour sable	5
McKee et al, 1962a, 1962b	sable	convolute	2-5	2-20
Dzulynsky et Walton, 1962	sable sur argile	convolute, flamme	2-5	5-20 ?
Butrym et al, 1964	sable sur argile	de charge, diapir, convolute	0,1-1	0,5-1
Selley, 1969	sable sur kaolin	convolute	0,1-1,5	0,2-4
Weaver et Jeffcoat, 1978	sable calcareux et boue calcareuse	coussin	0,5 pour le sable	----

(i.e. seulement décrire des déformations). Pour cette raison, les documents sont réunis en trois groupes: (1) ceux avant 1958, (2) ceux entre 1958 et 1970 et (3) ceux après 1970. La deuxième frontière est surtout marquée par l'apparition d'articles de plus en plus quantitatifs ayant des objectifs de modélisation.

Période avant 1958

La première expérience en laboratoire portant sur la reproduction de convolutes a été réalisée par Deely en 1916. Il a tenté d'illustrer l'effet du gradient de densité en utilisant des matériaux comme le sable et la paraffine. Pour Deely (1916), de telles déformations résulteraient de variations climatiques et surtout de l'action du gel. D'après lui, de telles déformations avaient déjà été décrites par Fisher en 1866.

A peu près au même moment, Kindle (1917) reproduit en laboratoire des déformations intraformationnelles semblables à celles qu'il avait observées en Nouvelle-Ecosse et dans le sud de l'Ontario. D'après lui, de telles observations avaient été faites antérieurement par Emmons (1847). Les essais de Kindle (1917) avaient surtout pour but de reproduire des structures de charge. Dans ses expériences il a utilisé des sédiments argileux à la base (environ 4 cm) recouverts d'une fine couche de charbon mélangée à du plâtre de Paris (ce matériel étant donc plus raide). Sur ces sédiments il a simulé la formation de deltas sablonneux et en observa les déformations résultantes (i.e. des plis déjetés). Cette expérience faisait

varier la répartition de la charge sédimentaire, cause principale des déformations selon Kindle (1917). De telles variations dans la charge sédimentaire pouvaient être reliées à des inégalités dans les taux d'érosion et de sédimentation d'un point à un autre du bassin. Kindle (1917) voyait aussi l'action des icebergs comme agent possible de surcharge des sédiments.

Schofield et Keen (1929) ont rapporté ce qui semble être la première observation en laboratoire de volcans de boue. Toutefois dans ce cas-ci la cause semble reliée au phénomène de synérèse qui entraîne la formation de fissures le long desquelles s'écoule l'eau en surplus. Cette eau migre vers le haut entraînant avec elle des particules qui viennent former un petit cône à leur arrivée à la surface. Ce phénomène semble se produire lorsque la suspension atteint une concentration critique.

Rettger (1935) a présenté d'intéressants résultats de laboratoire où il reproduit plusieurs structures dont les convolutes et les volcans de sable. Ce document constitue la première base expérimentale sur le sujet des déformations intraformationnelles. Rettger (1935) tenta d'obtenir des déformations associées aux phénomènes suivant: (1) chute de masse, (2) glissement, (3) structure de charge, (4) mouvement différentiel, (5) chargement différentiel, (6) volcans de sable ("landscape marble") et, finalement, (7) des déformations de sédiments situés au-dessus d'une faille active. Ces essais furent conduits dans un réservoir métallique de 1,5 m long, de 30 cm de

hauteur et de 15 cm de largeur. Un autre réservoir semblable a aussi été utilisé mais comprenait une base segmentée permettant de recréer l'effet d'une faille. L'observation des déformations dans les sols était rendue possible par des niveaux de sables colorés artificiellement et par la sédimentation occasionnelle des sédiments en suspension. Bien que les travaux de Rettger (1935) fassent mention de plusieurs causes possibles il ne dit rien à propos des tremblements de terre. Ses travaux seront encore cités plus tard par McKee et al. (1953) qui ont discuté de structures semblables.

Stewart, en 1956, invoque comme autre processus de déformation le rôle des gaz. A l'aide d'essais en laboratoire sur des sables il démontre que la montée de bulles de gaz dans un sédiment entraîne des déformations typiques. Le montage de Stewart (1956) consiste en un cylindre de 33 cm de hauteur et de 10 cm de diamètre. Le cylindre permet l'arrivée d'eau aux deux extrémités. Stewart (1956) espérait simuler une zone d'estran. Ainsi le retrait de la marée serait simulé par une désaturation, voire un déssèchement du sable. Le retour de la marée serait imité par la venue d'eau par le sommet réflétant l'arrivée de la vague et la venue d'eau par le bas réflétant la remontée du niveau de la nappe phréatique. Il a ainsi pu piéger dans la partie supérieure du sédiment des bulles d'air qui par la poussée de l'eau venant du bas sont forcées vers le sommet entraînant ainsi des déformations dans la partie supérieure du sol. Dans un tel cas, les déformations se produisent dans un sol

mou (lâche) et sous une faible profondeur d'eau. A de plus grandes profondeurs l'air pourrait être dissous dans l'eau.

Ce dernier document marque la fin de la période avant 1958. A ce point-ci, les travaux de Rettger (1935) demeurent les plus marquants avant ceux de Kuenen (1958).

La période de 1958 à 1970

Pour cette période nous avons choisi de débuter avec les travaux de Kuenen (1958) intitulés "Experiments in geology". Avant de rapporter les données de Kuenen (1958) rappelons que ce dernier tentait de démontrer à ses collègues les mérites des essais au laboratoire dans la simulation de processus géologiques. Au début des années '70 la simulation sur ordinateur deviendra à la mode. Ainsi cette période a peut-être fourni moins d'expérience en laboratoire mais elle a commencé avec des travaux (ceux de Kuenen) qui considèrent les vibrations associées aux tremblements de terre. Toutefois les expériences apparaissent mieux contrôlées au fur et à mesure des développements du côté de la mécanique des sols et en particulier de leur comportement dynamique comme pour la liquéfaction des sables.

Le document présenté par Kuenen en 1958 se voulait donc une illustration de l'importance des essais de simulation en laboratoire de certains processus géologiques (e.g. érosion, tectonique, déformations, etc..). Ce document est marquant en ce qu'il vient clairement ajouter aux causes déjà

connues des déformations intraformationnelles:

> "The idea I wanted to test was whether earthquake vibration could break down the strength of a thixotropic mud and induce a cover of sand to start load casting because of its higher density." (Kuenen, 1958, p.18).

Cette expérience est donc la première formellement tentée pour évaluer les effets des vibrations sur les sédiments comme facteurs de déformations. Dans le cadre de notre étude cet article marque donc une étape importante à cause de cet aspect et non à cause de la couverture globale du problème. Dans ses expériences Kuenen (1958) utilisa un marteau attaché à l'arbre excentrique d'un moteur afin de simuler les effets d'un tremblement de terre. Toutefois aucune mesure des accélérations n'est fournie dans cet article. La figure 19 illustre les résultats qu'il a obtenus. Dans le même article, Kuenen tente aussi une explication pour les volcans de boue qui avaient déjà été observés par Rettger en 1935.

McKee et al. (1962a, 1962b) ont tenté avec succès de reproduire en laboratoire de nouvelles conditions favorables à l'obtention de déformations intraformationnelles. Ils ont pu créer des convolutes à partir de forces d'entraînement ("drag forces") au-dessus du sédiment comme on peut le retrouver dans les estrans, spécialement ceux à forte marée. Les

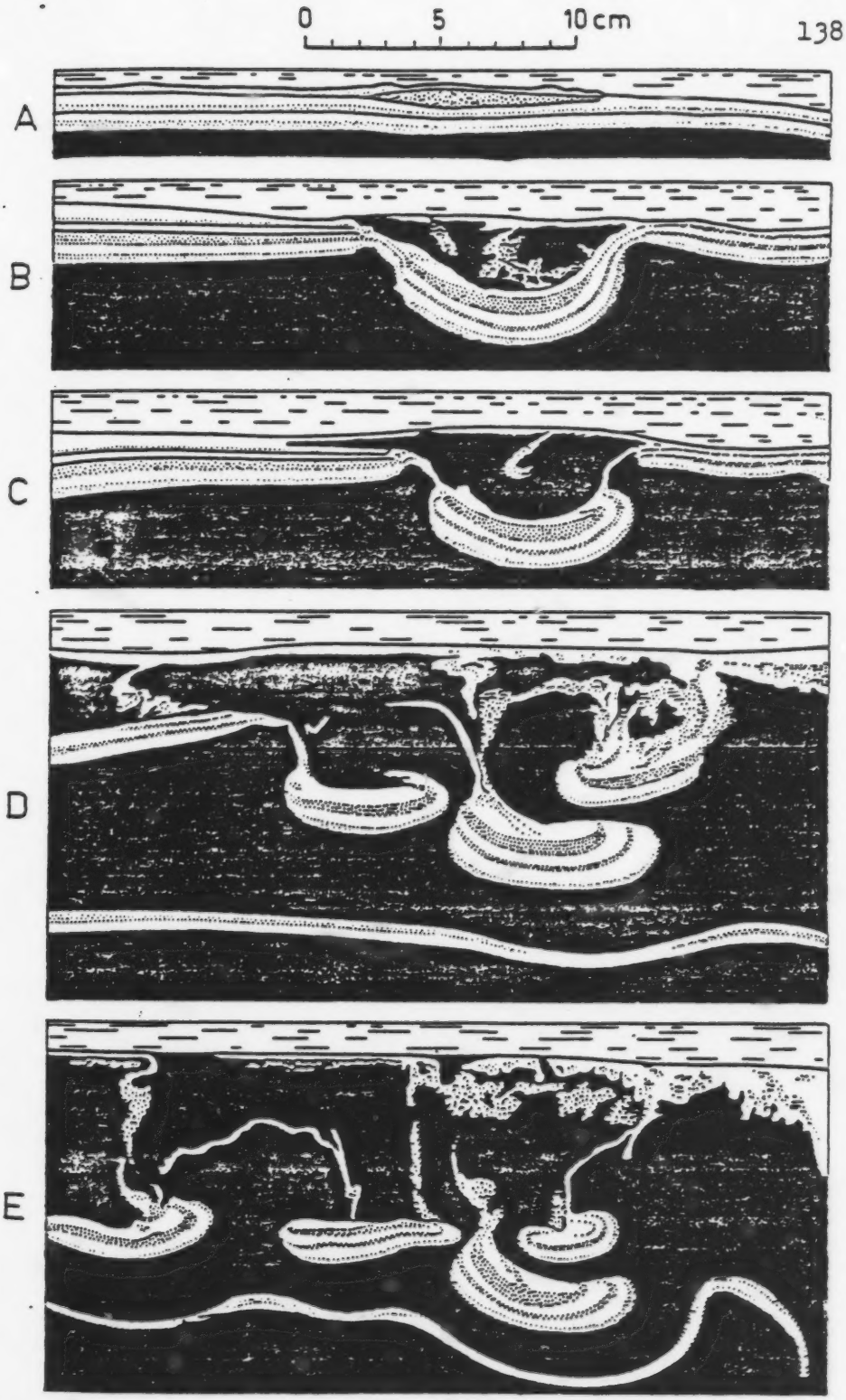


Figure 19 - Formation de pseudo-nodules en cinq étapes. Une couche de sable s'enfonce dans la boue à la suite de la simulation d'un tremblement de terre.

(Kuenen, 1958).

essais ont été réalisés dans un grand bassin de 4,6 m de long, 0,8 m de large et 0,6 m de profondeur. Ils ont utilisé du "sable d'Ottawa" et des grains de magnétite pour indiquer le litage.

Dzulynski et Walton (1963) ont aussi réalisé des expériences visant à simuler des structures de chargement. Dans ce cas-ci deux groupes d'essais furent réalisés: (1) avec une couche de base d'argile molle (1 à 3 heures de temps de consolidation) et une couche d'argile plus raide (temps de plus de 10 heures). Ces auteurs utilisèrent ces expériences pour tenter de démontrer qu'une sédimentation inégale est plus propice pour ce genre de structures (cf. figure 20) que les irrégularités dans la surface initiale de la couche argileuse. Ils sont aussi d'accord avec l'idée de Kuenen concernant le rôle de secousses séismiques dans la formation de telles structures.

Butrym et al. (1964) ont ré-interprété, à l'aide d'essais en laboratoire, des structures de déformation auparavant reliées au seul effet de la glace. Les "involutions" qu'ils observent seraient dues à des phénomènes de charge ("load deformation").

Dzulynski (1965) a illustré à l'aide d'essais en laboratoire le rôle des courants dans les déformations superficielles (figure 21). Plus tard, Dzulynski et Radomski (1966) augmentèrent cette étude en publiant sur les effets d'entraînement de courants de turbidité. Un tel courant pourrait, dans certaines conditions, entraîner les couches supérieures du sol

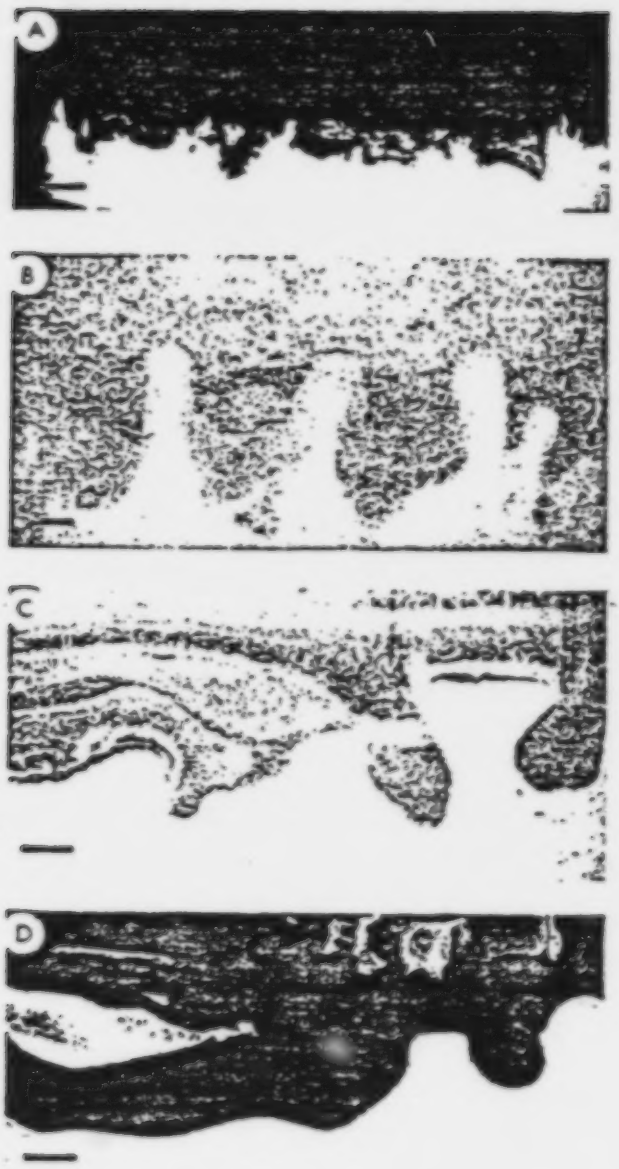


Figure 20 - A- Contact irrégulier entre le sable et la boue.
B- Structures en flammes dues à des vibrations.
C- Structures en flammes, asymétriques.
D- Structure de charge.
(Dzulynski et Walton, 1963)

sous-jacent. Une telle situation est clairement indiquée à la figure 21 obtenue d'essais réalisés en laboratoire.

Figure 21 - Structures internes dans une turbidite artificielle (Dzulynski, 1965a).

Anketell et Dzulynski, en 1968, commencent à réaliser des essais en laboratoire en tenant compte des gradients de densité et initient de ce fait les premiers travaux systématiques quant à la qualification des sols utilisés et de leur état physique. Ils ont surtout étudié les turbidites et ont aussi tenu compte des vibrations comme initiateur des déformations.

Les travaux de McKee et Goldberg (1969) sont parmi les derniers articles où on utilise les essais en laboratoire pour illustrer des styles de déformation. Cet article constitue un sommaire complet sur les façons d'obtenir des "convolutes". Le Tableau XIV résume les différents essais de même que les conditions nécessaires à la production de telle ou telle structure. Cet article amène un raffinement jamais vu dans la définition des divers types de déformation. Toutefois, malgré l'âge assez récent de ce document, il ne tient pas compte des

TABLE I. VARIATION IN FACTORS AND THE RESULTING SEDIMENTARY STRUCTURES IN EXPERIMENTS 1–15

Experiment number	1*	2*	3	4	5*	6*	7	8	9	10	11*	12*	13	14	15
Resulting structure	Convolute	Convolute	None	None	Convolute	None	Irregularly Contorted	Convolute	Weak Convolute	Convolute	Thrust Contorted	No convolute; wavy from deposition	Overturn and Thrust	None	None
Concentration of load: Blanket (B) or differential (D)	D	D	B	B	D	B	B	D	D	D	D	B	D	B	D
Base sediment: sand (S) or mud (M)	M	M	S	S	M	M	S	S	S	S	S	S	S	S	S
Salt water: present (P) or absent (A)	P	P	P	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
Mud deposition: lateral by even current (C), rippled movement (R), or vertical by gravity (G)	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	R	R
Organic matter: with (W) or without (O)	W	W	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O
Surface of base: rippled (R), flat (F), or dipping (D)	D	F	F	F	F	F	R	F	D	F	R	R	D	F	F
Type of loading: lateral (L) or from above (A)	A	A	A	A	A	A	L	A	A	A	L	L	L	L	L
Water during loading: rippled (R), quiet (Q), or even flow (E)	Q	Q	Q	Q	Q	Q	R	E	E	Q	Q	Q	Q	R	R

TABLEAU XIV - Variations des facteurs et des structures résultantes pour des déformations souples obtenues en laboratoire.

(McKee et Goldberg, 1969).

vibrations associées aux tremblements de terre. Un peu comme l'article de Kuenen, celui de McKee et Goldberg (1969) est important mais il marque en même temps la fin d'une époque où les essais en laboratoire sont surtout descriptifs. A partir de la fin des années '60 une meilleure connaissance de la mécanique des sols va entraîner une modification majeure dans l'approche des essais en laboratoire dont la complexité va aller en augmentant.

Cette période se termine par l'article de Selley en 1969 qui a tenté de reproduire en laboratoire des conditions comparables à ce qu'il appelle des "fossilized quicksands". Cet article, par ses références aux travaux de Terzaghi et Peck (1967) dénote une préoccupation nouvelle chez les sédimentologues, i.e. la mécanique des sols. Les expériences de Selley visent donc la reproduction de sable mouvants ("quicksands"). Selley (1969) réalise l'importance des paramètres de résistance du sol et aussi du rôle des pressions interstitielles sur les contraintes effectives dans un sol. D'ailleurs il distingue deux classes de sables mouvants: (1) ceux qui contiennent une fraction argileuse suffisante pour leur donner un comportement qu'il qualifie de thixotropique et (2) les sables bien triés où la friction intergranulaire est réduite par de fortes pressions de l'eau interstitielle. Les essais réalisés par Selley (1969) ont amené la formation de convolutes suite à une liquéfaction du sable à la suite de vibrations (figure 22). Il

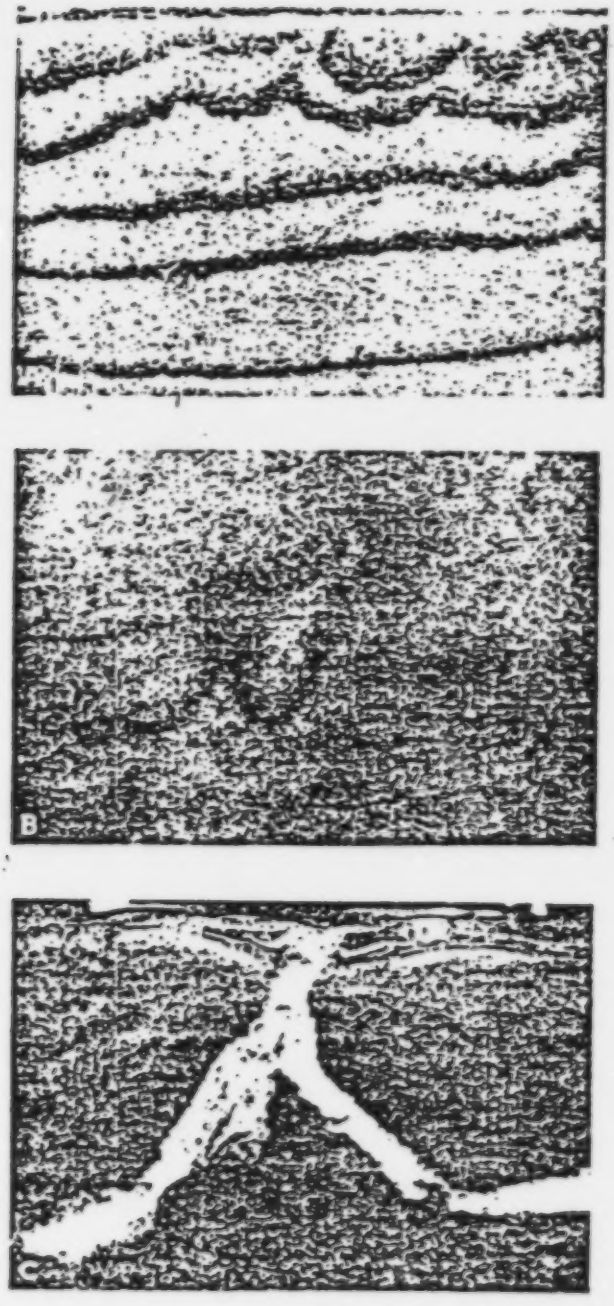


Figure 22- Déformations dans des sables par écoulement d'eau (Selley, 1969).

obtint les mêmes résultats en agitant l'eau au-dessus du réservoir, ce qui avait pour effet d'augmenter les pressions interstitielles et donc de liquéfier le sable. D'après lui, l'action des courants dans la génèse de conditions de sables mouvants ne peut se faire ressentir à plusieurs mètres sous la surface.

Période depuis 1970

Tel qu'indiqué auparavant, la fin des années '60 marque une diminution importante dans la réalisation d'essais en laboratoire portant sur l'obtention de convolutes. Pour cette période nous avons retenu seulement deux articles.

Anketell et al. (1970) ont mené des expériences portant uniquement sur les structures sédimentaires générées par des gradients inverses de densité. La terminologie a aussi changé. On parle d'énergie, de forces et de déformations, langage typique de la mécanique des sols. Ces derniers font remarquer que même s'il est possible de démontrer que peu d'énergie est nécessaire pour initier des déformations majeures, la source de cette énergie n'est pas toujours facile à identifier. Les essais en laboratoire qu'ils ont réalisés ont donc consisté à tester plusieurs préparations avec différents gradients de densité. La figure 23 illustre bien la complexité des déformations qu'ils ont obtenues. Dans leur conclusion, les auteurs remarquent qu'il est possible d'obtenir des déformations

intraformationnelles même avec des couches horizontales de sédiments. Ils illustrent aussi la formation de brèches dans le cas où la couche supérieure a une certaine rigidité (figure 24).

Le dernier article de cette période est celui de Weaver et Jeffcoat (1978). Ces derniers ont reproduit en laboratoire les conditions nécessaires à la formation de volcans de sable. Leurs résultats sont présentés à la figure 25 et montrent qu'ils ont obtenu aussi des coussins. Ces structures furent produites par des vibrations. Cet article est le seul où il est fait mention de la force utilisée pour générer les vibrations, soit un marteau de 1364 g frappé "modérément". Comme on peut le constater, bien peu de cas est fait pour ce qui concerne les types de vibrations et l'accélération fournies aux particules du sol ainsi que le degré d'augmentation subséquente des pressions interstitielles. Il nous faut étudier des documents pertinents au comportement dynamique des sols pour tenter d'avoir une meilleure idée de la problématique.

DISCUSSIONS

Le survol de la littérature sur les essais en laboratoire a surtout porté sur ceux visant l'obtention de structures de déformation souples. Dans la plupart des cas répertoriés il ne semble pas que l'on ait tenté de simuler aussi le processus causant la liquéfaction. Les données sont plus précises quant à la nature du sol et de sa porosité. Dans aucun cas on a

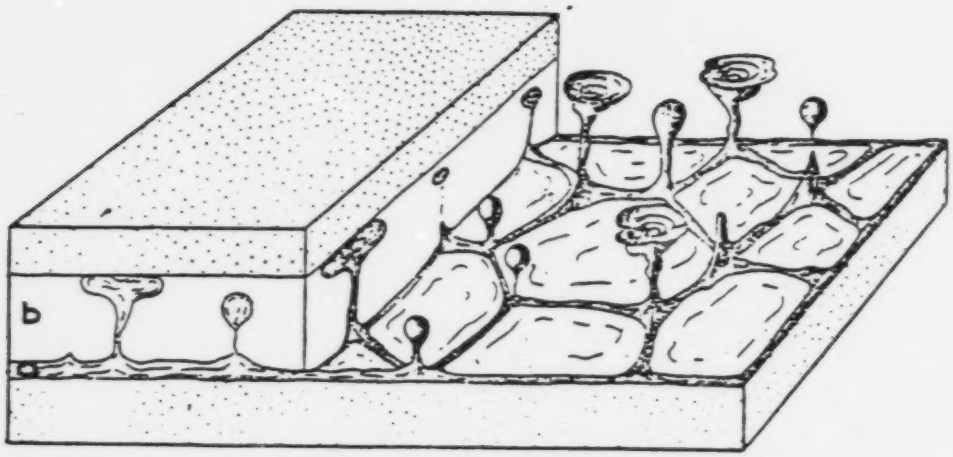


Figure 23 - Structures d'injection vers le haut
(Anketell et al. 1970).

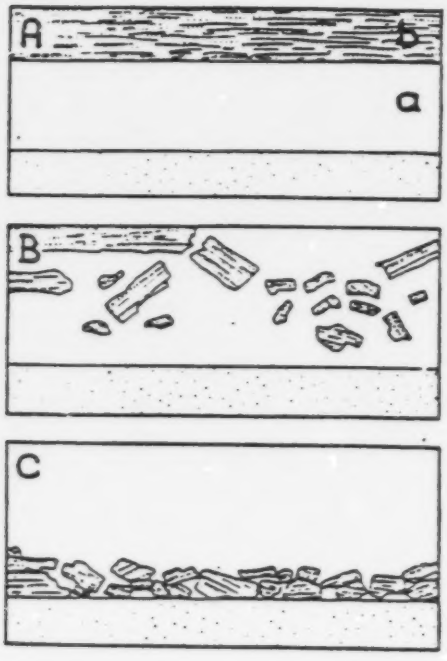


Figure 24 Déformation dans des couches dont une (b) a un comportement fragile alors que l'autre (a) est sensible à la liquéfaction .
(Anketell et al. 1970)

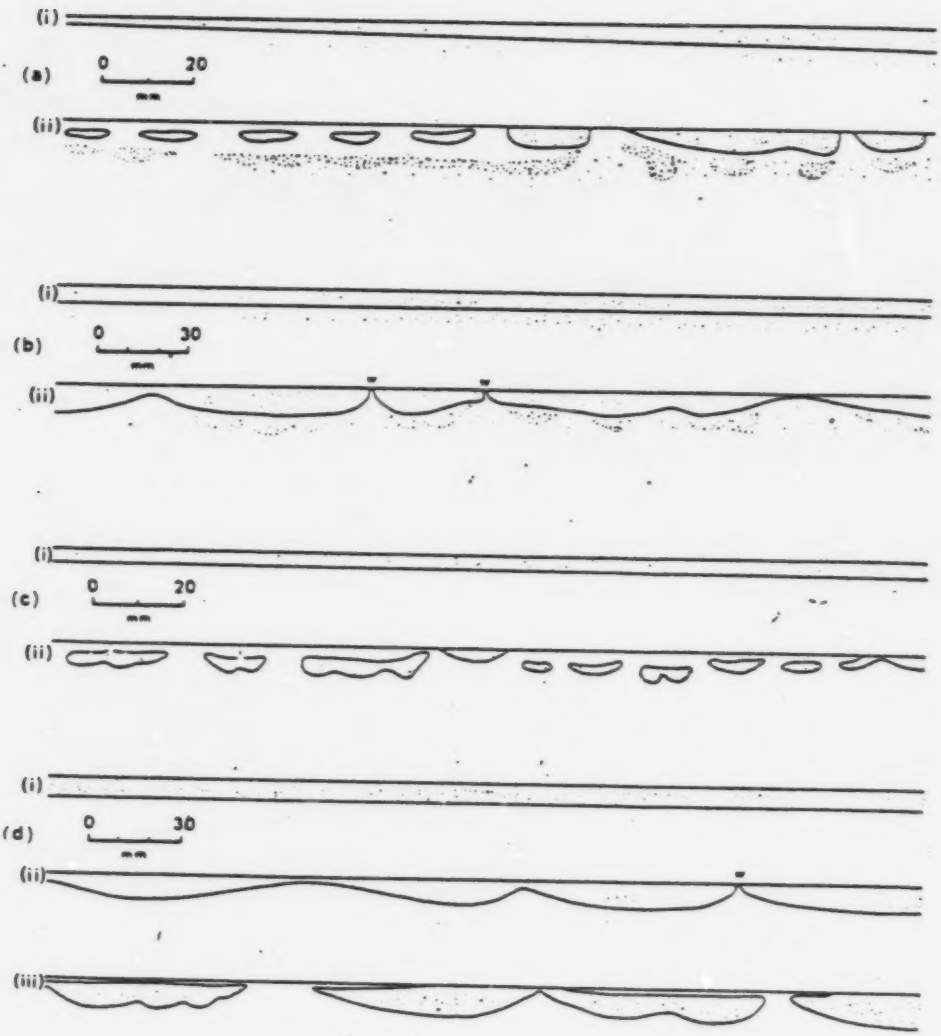


Figure 25 - Formation de structures en coussin à l'aide de vibrations pour des couches de sable (au-dessus) et d'argiles calcareuses.
(Weaver et Jeffcoat, 1978).

tenté de mesurer, durant l'essai, les pressions interstitielles afin d'y évaluer directement l'état des contraintes effectives. Même dans les cas où on a effectué une liquéfaction artificielle l'énergie utilisée est rarement quantifiée de telle sorte que, comme l'a remarqué Sims (1978), il est difficile de savoir si cette énergie est comparable à ce que la nature produit.

Comme l'ont mentionné Allen et Banks (1972) les déformations souples répertoriées peuvent être un bon indicateur de l'activité séismique. Toutefois, il existe plusieurs environnements favorables au maintien d'une teneur en eau élevée tel que l'environnement périglaciaire. Quant aux essais en laboratoire, ils ont permis l'obtention de déformations souples telles que des convolutes et aussi des dykes de sable et des volcans de boue. Dans tous les cas, il y avait des sols saturés d'eau qui ont été fluidisés ou liquéfiés.

Dans l'ensemble les essais réalisés à ce jour apparaissent très incomplets sous certains égards. Ainsi jusqu'à vers la fin des années '60 on a surtout tenté d'obtenir de toutes sortes de façons des déformations observées dans la nature. Par la suite, certains auteurs ont réalisé que les processus impliqués pouvaient être complexes et ont donc commencé à simuler numériquement les déformations observées. Toutefois, dans bien peu de cas peut-on connaître l'énergie utilisée pour liquéfier le sédiment ainsi que les changements dans les pressions de l'eau interstitielle pendant l'essai. Ainsi il est difficile de vérifier l'état des contraintes effectives. De

futurs essais devront donc non seulement simuler ou reproduire des observations de terrain mais aussi mesurer les paramètres de contrôle afin d'évaluer l'évolution des conditions de l'essai et de les confronter aux conditions de terrain et donc de porter un jugement sur leur justesse.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

CONCLUSIONS

L'analyse bibliographique permet le dégagement de quelques critères spécifiques qui établissent un lien entre certains types de structures de déformation et l'activité séismique. Ces critères ne sont pas absolus et on ne peut les utiliser qu'en termes de probabilité. La satisfaction de ces critères signifie que la probabilité de formation d'une structure par l'activité séismique est grande. En plus, quelques critères généraux contribuent à identifier de manière plus globale l'activité séismique.

A l'aide des critères spécifiques on peut relier deux types de structures aux séismes, les dykes clastiques remplis par le bas et les volcans de sable. Ces structures résultent de la liquéfaction d'une couche de sable ou de silt et on peut les distinguer en vertu de critères tels que:

-rattachement à une source.

-structure interne.

-nature du matériel (granulométrie).

-relations géométriques (dykes).

-état de conservation (volcans).

La liquéfaction est presque toujours causée par un séisme et c'est ainsi que ces structures sont associées à

l'activité séismique. Cependant d'autres mécanismes peuvent provoquer la liquéfaction et, même s'ils n'interviennent que rarement, leur existence est un obstacle à l'utilisation des structures comme critères absolus d'activité séismique.

Quelques auteurs ont proposé des critères plus généraux d'activité séismique toujours en relation avec les structures de déformations. Certains de ces critères ne peuvent s'appliquer dans le contexte géologique local, mais d'autres sont utiles. Ce sont:

- des indices macroscopiques de liquéfaction (selon Wang et al., 1983).
- la présence de phénomènes de thixotropie (selon Coates, 1975).
- la continuité horizontale des strates déformées (selon Coates, 1975 et Sims, 1975).
- la proximité d'une source d'activité séismique actuelle (selon Sims, 1975).
- la présence de sédiments liquéfiables (selon Sims, 1975).
- l'observation des structures de déformation dans un horizon bien défini (selon Sims, 1975).

Certains de ces critères sont déjà satisfaits (i.e., proximité d'une source d'activité séismique actuelle, indices macroscopiques de liquéfaction, présence de sédiments liquéfiables), mais il serait utile de les vérifier systématiquement. D'autres critères devraient s'appliquer (i.e.,continuité horizontale des strates, observation des structures dans un

horizon bien défini) mais ceci reste à vérifier par des études de terrain conçues à cette fin.

RECOMMANDATIONS

Suite aux résultats obtenus il est utile de formuler des recommandations sur la nature des travaux et études qui pourraient être entrepris pour faire avancer nos connaissances dans le domaine de la séismicité régionale. Quelques recommandations sont d'ordre académique et ont pour but de corriger certaines déficiences constatées lors de l'analyse des textes.

- Faire le point sur la terminologie utilisée par les chercheurs. Une certaine confusion est constatée et elle résulte de l'emploi différent des termes par divers auteurs. Il serait utile de clarifier les usages ambigus et de proposer une terminologie, soit génétique, soit descriptive, ou les deux.
- Etablir une classification adéquate des structures de déformation. Ce sujet est épineux et difficile, mais il mérite attention.

D'autres recommandations sont plus spécifiques et portent principalement sur les fins du travail.

- Vérifier la validité des critères retenus, tant spécifiques que généraux, par des études de terrain.
- Evaluer les structures de liquéfaction au niveau macroscopique à l'aide de photographies aériennes. Quelques

indices de liquéfaction ont déjà été observés et il serait possible d'en trouver d'autres. L'emploi de photographies anciennes (circa 1930) pourrait s'avérer utile.

- Localiser des structures telles que dykes clastiques et volcans de sable et les excaver afin de vérifier les critères retenus.
- Vérifier la présence de sédiments liquéfiables selon les méthodes reconnues. Un travail semblable est actuellement en cours pour la région de la ville de Québec sous la direction du Groupe de Géologie de l'ingénieur de l'Université Laval et les résultats disponibles sont positifs.
- Les horizons remaniés ou déformés devraient faire l'objet d'études stratigraphiques détaillées afin d'arriver à l'établissement de corrélations au niveau régional et aussi afin d'arriver à dater des manifestations anciennes d'activité séismique.

La gamme des travaux futurs est assez vaste pour qu'il soit difficile d'en effectuer une grande partie. Aussi est-il nécessaire de choisir judicieusement les voies de recherche afin d'atteindre le plus rapidement possible le but recherché, une connaissance plus détaillée de la séismicité régionale.

LISTE DE REFERENCES

Allen,J.R.L.,(1970),Physical processes of sedimentation, Am.-Elsevier, N.Y.,pp.85-89.

Allen,J.R.L.,(1977), The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds, Jour. Geol. Soc. of London,vol. 134, pp.19-31.

Allen,J.R.L. & Banks,N.L.,(1972), An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding,Sedimentology, vol.19, pp.257-283.

Allison,I.S.,(1953), Clastic dikes in Quaternary lake sediments in Oregon,Geol. Soc. of Amer., Bull., vol.64, p.1499.

Ambraseys,N.N. & Sarma,S.K.,(1969), Liquefaction of soils induced by earthquakes,Bull. Seism. Soc. of America, vol.59, pp.651-664.

Andresen,A. & Bjerrum,L.,(1967), Slides in subaqueous slopes in loose sand and silt,in Richards,A.F.,ed.:Marine Geo-technique, Urbana,Illinois, U. of Illinois Press.

Andrieux,Jean, (1967), Etude de quelques filons clastiques intraformationnels du flysch albo-aptien des zones externes du Rif (Maroc),Bull. de la Soc. géol. de France,7ème série,vol.9, pp.844-849.

Anketell,J.M. & Dzulynski,S.,(1968a), Patterns of densi-ty-controlled convolutions involving statistically homogeneous and heterogeneous layers.,Ann. Soc. Géol. de Pologne, vol. 38, pp. 401-409.

Anketell,J.M. & Dzulynski,S.,(1968b), Transverse deformational patterns in unstable sediments, Ann. Soc. Géol. de Pologne, vol.38, pp. 411-416.

Anketell,J.M.,Cegla,J. & Dzulynski,S.,(1970), On the defor-mational structures in systems with reversed density gradients,Ann. Soc. Géol. de Pologne, vol. 40,pp.3-30.

Arogyaswamy,R.N.P.,(1963), Some secondary structures in the Upper Gondwana sediments near Ongur, India Geol. Survey,Records, vol 92, pp.231-234.

Bagnold, R.A.,(1954), The physics of blown sand and desert dunes, London.

Bailey,E.B. & Weir,J.,(1932), Submarine faulting in Kimmeridgian times, East Sutherland,Royal Soc. of Edinburgh Trans.,vol. 57,pp.429-467.

Baker,V.R.,(1973), Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in Eastern Washington, Geol. Soc. of America, Spc. Paper 144, 79 p.

Basham,P.W.,Weichert,D.H. & Berry,M.J.,(1979), Regional assessment of seismic risk in Eastern Canada, Bull. Seism. Soc. of America, vol. 69, no. 5,pp.1567-1602.

Basham,P.W.,Weichert,D.H.,Anglin.F.M. & Berry,M.J., (1982),New probabilistic strong seismic ground motion maps of Canada: A compilation of earthquake source zones, methods and results, Earth Physics Branch Open File No. 82-33,Ottawa,205p.

Benson,D.J.,(1980), Non-tectonic deformation structures in delta

front sediments in the Pottsville Formation of the Warrior coal field, West-central Alabama, Geol. Soc. of Amer., Abs. Pr., vol. 12:4,p.171.

Berthelsen,A.,(1979), Recumbent folds and boudinage structures formed by subglacial shear;an example of gravity tectonics, Geol. en Mijnbouw, vol. 58(2),pp. 253-260.

Beutner,E.C.,(1978), Clastic dikes,tectonic dewatering and slaty cleavage: an unrelated trio, Geol. Soc. of Amer.,Abs. Pr., vol. 10:1,p.2.

Bigarella,J.J.,Becker,R.D. & Duarte,G.M.,(1969), Coastal dune structures from Parana (Brazil), Marine Geol., vol. 7, pp.5-55.

Billings,M.P., (1954), Structural Geology, Prentice-Hall Inc., Englewoods Cliffs, N.J.,514 p.

Blatt,H.,Middleton,G. & Murray,R.,(1972), Origin of sedimentary rocks, Prentice-Hall,N.J.,633p.

Bretz,J.H.,(1913), Glaciation of the Puget sound region,Wash. Geol. Survey Bull.,no.8,244p.

Bump,J.D.,(1951),The White River Badlands of South Dakota, Soc. of Vertebrate Paleontology, Field Conf. in Western South Dakota, pp. 35-46.

Burne,R.V., (1970), The origin and significance of sand volcanoes in the Bude Formation (Cornwall),Sedim.,vol. 15,pp. 211-218.

Butryn,J.,Cegla,J.,Dzulynski,S. & Nakonieczny,S.,(1964),New interpretation of periglacial structures, Folia Quaternaria, vol.17, pp.1-34.

Button,A. & Vos,R.G.,(1977), Subtidal and intertidal clastic and carbonate sedimentation in a macrotidal environment: an example from the lower Proterozoic of South Africa, Sed. Geol.,vol.18,pp.175-200.

Carruthers,R.G.,(1939),On northern glacial drifts: some peculiarities and their significance, Geol. Soc. of London Quart. Jour., vol. 95, pp.299-393.

Case,E.D.,(1893),On the mud and sand dikes of the White River,Miocene, American Mineralogist,vol.15, pp.246-254.

Chagnon,J.Y.,(1969), Study of erosion phenomena and unconsolidated deposits in Baie St.Paul-St.Urbain area,Charlevoix county,Quebec Dept. Nat. Resources,Sp. Paper 3, 29 p.

Coates,D.R., ed.,(1975),Identification of late Quaternary sediment deformation and its relation to seismicity in the St.Lawrence Lowland, New-York,Report to New-York State Atomic and Space Development Authority,268 p.

Coleman,J.M.,(1969), Brahamaputra River:channel processes and sedimentation, Sedim. Geol.,vol.3,pp. 129-239.

Coleman,J.M.,Gagliano,S.M. & Webb,J.E.,(1964), Minor sedimentary structures in a prograding distributary,Marine Geology, vol.1,pp. 240-258.

Coleman,J.M. & Gagliano,S.M.,(1965), Sedimentary structures: Mississippi deltaic plain, Soc. Econ. Paleontologists and Miner., Sp. Publ. no. 12, pp.133-148, in Middleton,G.V. ed.,Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation.

Collinson,J.D. & Thompson,D.B.,(1982), Sedimentary structures, George Allen & Unwin,London, 194 p.

Conybeare,C.E.B. & Crook, K.A.W.,(1968), Manual of sedimentary structures, Australia Bureau of Mineral Resources, Geol. & Geoph. Bull., vol. 102, 237 p.

Coric,S. & Manojlovic,M., (1981),Liquefaction phenomena in Montenegro coastal region, Bull.Bur.de Recherche Geol. Min., Orléans, sect.IV (2), pp. 101-104.

Coulter,H.W. & Migliaccio,R.R.,(1966), Effects of the earthquake of March 27th,1964,at Valdez,Alaska, U.S.G.S. Prof. Paper 542-C,36p.

Crowell,J.C.,Hope,R.A.,Kahle,J.E.,Ovenshine,A.T. & Sams, R.H., (1966), Deep-water sedimentary structures,Pliocene Pico formation,Santa Paula Creek,Ventura Basin, California, Calif. Div. Mines & Geol. Spc. Report, no. 89, 40 p.

Damberger,H.H.,(1973), Physical properties of the Illinois Herrin (no. 6) Coal before burial as inferred from earthquake-induced disturbances, 7ème Congr. Int. de Strat. et de Géol. du Carbonifère,vol. 7, no.2, pp.341-350.

Danilov,I.D.,(1973), Subaqueous pseudomorphoses in Pleistocene deposits, Biul. Peryglacjalny,no.22,pp.339-345.

Davies,H.G.,(1965), Convolute lamination and other structures from the lower coal measures of Yorkshire, Sedimentology, vol.5, pp. 305-325.

Deely,R.M.,(1916), Trail and underplight,Geol. Mag., New series, Dec.VI, vol.III, pp.2-5.

Denny,C.S.,(1936), Periglacial phenomena in southern Connecticut, Amer. Jour. of Sci., vol. 232,pp. 322-342

Diller,J.S.,(1889), Sandstone dikes, Bull. Geol. Soc. of America, vol.1, pp.411-442.

Dionne, J.C.,(1966), Formes de cryoturbation fossiles dans le sud-est du Québec, Cahiers de Géogr. Québec, vol.10, pp. 89-100.

Dionne,J.C.,(1970), Structures sédimentaires dans du fluvio-glaciaire au Lac St-Jean, Québec, Revue de Géogr. de Montréal, vol.24, pp.255-263.

Dionne,J.C., (1971), Contorted structures in unconsolidated Quaternary deposits, Lake St.Jean and Saguenay regions, Québec, Revue de Géogr. de Montréal,vol. 25, pp. 5-33.

Dionne,J.C.,(1975), Paleoclimatic significance of late Pleistocene ice-wedge casts in Southern Quebec,Canada, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 17, pp. 65-76.

Dionne,J.C., (1976), Miniature mud volcanoes and other injection features in tidal flats,James Bay, Quebec, Can. Jour. of Earth Sci.,vol.13, pp.422-428.

Dionne,J.C. & Shilts,W.W.,(1974), A Pleistocene clastic dike, Upper Chaudière Valley, Quebec, Can. Jour. of Earth Sci., vol.11, pp. 1394-1405.

Dott,R.H.jr.,(1963),Dynamics of subaqueous gravity depositional processes,Amer. Assoc. of Petroleum Geologists Bull., vol.47, pp.104-128.

Dott,R.H.jr.,& Howard,J.K.,(1962), Convolute lamination in non-graded sequences, Jour. of Geol., vol.70,pp.114-120.

Duncan,J.R. jr.,(1964), Structural significance of clastic dikes in a selected exposure of the Modelo Formation,Santa Monica Mountains, California, Southern Calif., Acad. of Sci. Bull.,vol.63,pp. 157-163.

Dylik,Jan, (1961), Analyse sédimentologique des formations de versant remplissant les dépressions fermées aux environs de Lodz, Biul. Periglacjalny, vol. 10, pp. 57-74.

Dzulynski,S., (1965a), New data on experimental production of sedimentary structures,Jour. of Sed. Petr.,vol.35, pp. 196-212.

Dzulynski,S.,(1965b),Experiments on clastic wedges,Bull. Acad. Polonaise des Sci.,série Sci. Géol. et Géogr., vol. 13, pp. 301-304.

Dzulynski,S. & Kotlarczyk,J. (1962), On load-casted ripples, Ann. Soc. Géol. de Pologne, vol.32,pp. 148-159.

Dzulynski,S. & Radomski,A.,(1956), clastic dikes in the Carpathian flysch, Ann. Soc. Géol. de Pologne, vol. 26, pp.225-264.

Dzulynski,S. & Radomski,A.,(1966), Experiments on bedding disturbances produced by the impact of heavy suspensions upon horizontal sedimentary layers, Bull. Acad. Polonaise des Sci., Série des Sci. Géol. et Géogr.,vol.14,no.4, pp.227-230.

Dzulynski,S. & Walton,E.K.,(1963), Experimental production of sole markings, Trans. of the Edinburgh Geol. Soc.,vol. 19, pp. 279-305.

Elliott,R.E.,(1965), A classification of subaqueous sedimentary structures based on rheological and kinematical parameters, Sedimentology, vol.5 (3), pp.193-209.

Elson,J.A.,(1975), Origin of a clastic dike at Saint-Ludger, Quebec;an alternative hypothesis, Can. Jour.of Earth Sci., vol.12,no.6, pp. 1048-1053.

Emery,K.O.,(1950), Contorted Pleistocene strata at Newport Beach,California, Jour. of Sed. Petr., vol.20 (2), pp. 111-115.

Evans,G.,(1965), Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash, Geol. Soc. of London Quart. Jour.,vol. 121, pp. 209-245.

Fairbridge,R.W.,(1947), Possible causes of intraformational disturbances in Carboniferous varve rocks of Australia, Royal Soc. of New South Wales, Jour. & Proc., vol. 81, pp. 99-121.

Gangloff,P., (1970), Structures de gélisols reliques dans la région de Montréal, Revue de Géogr. de Montréal,vol. 24, pp. 241-253.

Ghent,E.D. & Henderson,R.A., (1965), Significance of burrowing structures in the origin of convolute laminae,Nature, vol. 207, pp. 1286-1287.

Gill, W.D.,(1979),Syndepositional sliding and slumping in the West Clare Namurian Basin,Ireland, Geol. Sur. of

Ireland,Spc. Paper 4, 31 p.
Gill,W.D. & Kuenen,P.H.,(1958), Sand volcanoes on slumps in the Carboniferous of County Clare,Ireland, Geol. Soc. of London Quart. Jour., vol.113,pp.441-460.
Glennie,K.W., (1970),Desert sedimentary environments,Developments in sedimentology,vol.14, Elsevier, Amsterdam,222p.
Gottis,Charles,(1953), Les filons clastiques "intraformationnels" du "flysch" Numidien tunisien, Bull. de la Soc. Géol. de France, vol.6, pp.775-784.
Gregory,M.R.,(1969), Sedimentary features and penecontemporaneous slumping in the Waitemata Group,Whangaparaoa Peninsula,North Auckland, New Zealand, New Zealand Jour. of Geol. & Geoph., Spec. Sedim. Issue, vol.12 (1), pp.248-282.
Gubler,Y.,Bugnicourt,D.,Faber,J.,Kubler,B. & Nyssen,R.,(1966), Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires, Ch. synd. de la Rech. et de la Prod. du pétrole et du gaz nat., Editions Technip, ed., Paris, 291p.
Haaf,Ernst,T., (1956), Significance of convolute lamination, Geol. en Mijnbouw, vol. 18, pp. 188-194.
Halicki, B.,(1960), Sur la différente genèse des déformations structurales des sédiments dans un milieu hydroplastique, Biul. Peryglacjalny,7,pp. 165-167.
Harms,J.C., (1965), Sandstone dikes in relation to Laramide faults and stress distribution in the southern front range, Geol. Soc. of Amer. Bull.,vol.76, pp. 981-1002.
Hayashi,T.,(1966), Clastic dikes in Japan, Japanese Jour. of Geol. & Geogr.,vol. 37, pp. 1-20.
Hayashi,T.,(1970), "Quake sheet" in the Miocene series of Saku island, Aichi Prefecture (abs.),Geol. Soc. Japan, vol. 76, p.89.
Henderson,S.M.K.,(1935), Ordovician submarine disturbances in the Girvan district, Royal Soc. of Edinburgh Trans.,vol. 58, pp. 487-507.
Hesse,R.,(1976), Einige ungewohnliche sekundare Sedimenstrukturen im lakustrinen Unterkarbon Neuschottlands (Kanada) und ihre Deutung als Erdbebenanzeiger, Eclogae Geologicae Helveticae, vol.69 (1),pp. 196-200.
Hill,E.S.,(1972),Elements of structural geology, J. Wiley,ed.,502 p.
Hobbs,B.E.,Means,W.D. & Williams,P.F.,(1976), An outline of structural geology, J. Wiley, ed.,571 p.
Holland,C.H.,(1959), On convolute bedding in the lower Ludlovian rocks of North-East Radnorshire, Geol. Mag., vol.96,pp. 230-236.
Holtz,R.D. & Kovacs, W.D.,(1981),An introduction to geotechnical engineering,Prentice-Hall Inc.,New-Jersey, 733p.
Horberg,Leland, (1951),Intersecting minor ridges and periglacial features in the Lake Agassiz Basin, North Dakota,Jour. of Geol., vol. 59, pp. 1-18.
Howard,J.D. & Lohrengel,C.F.,(1969), Large non-tectonic deformational structures from upper Cretaceous rocks of Utah, Jour.

of Sed. Petr.,vol.39, pp. 1032-1039.
Ishihara,Kenji,(1978),Pore water pressure response and liquefaction of sand deposits during earthquakes, Procs. of Dyn. methods in Soil & Rock Mech., 1977, Karlsruhe,vol. 2, pp. 161-188.
Jaime,A.,Romo,M.P. & Montanez,L.,(1981), Observed and predicted liquefaction of a sand stratum,Procs. Int. Conf. on Recent Adv. in Geot. Earthq. Eng. & Soil Dynamics,Rolo, Missouri, vol. 1, pp. 305-310.
Jardine,W.G.,(1965), Note on a temporary exposure in central Glasgow of quaternary sediments with slump and load structure, Scottish Jour. of Geol., vol. 1, pp. 221-224.
Jenkins,O.P.,(1925), Clastic dikes of Eastern Washington and their geologic significance, Amer. Jour. of Sci.,vol. 10, pp. 234-246.
Johnsson,Gunnar,(1962), True and false ice-wedges in southern Sweden,Geografiska Annaler, vol. 41, pp. 15-33.
Jones,G.P.,(1962), Deformed cross-stratification in Cretaceous Bima sandstone,Nigeria, Jour of sed. Petr., vol. 32, pp. 231-239.
Kato,T.,(1979), Folds of Miocene formations in Higashi-Chikuma district, Nagano Prefecture,Central Japan, Japan Geol. Sur. Bull.,vol. 30,(2), pp. 71-130.
Kaye,C.A. & Power, W.R.,(1954), A flow cast of very recent date from northeastern Washington,Amer. Jour. of Sci., vol. 252, pp. 309-310.
Kelling,G. & Walton,E.K., (1957), Load cast structures: their relationship to upper surface structures and their mode of formation, Geol. Mag.,vol. 94,pp. 481-491.
Kent,P.E.,(1945), Contemporaneous disturbances in lacustrine beds in Kenya, Geol. Mag.,vol. 82, pp. 130-133.
Kiersch,G.A., (1950), Small-scale structures and other features of Navajo sandstone,northern part of San Rafael Swell,Utah, Amer. Ass. of Petr. Geol. Bull., vol. 34, pp. 923-942.
Kindle,E.M.,(1917), Deformation of unconsolidated beds in Nova Scotia and Southern Ontario, Geol. Soc. of Amer. Bull.,vol. 28, pp. 323-334.
Konigsson,L.K. & Linde,L.A.,(1977), Glaciotectonically disturbed sediments at Ronnerum on the island of Oland, Geol. For. Forhandlingar, vol.99,pt.1, no. 568, pp. 68-72.
Krinitzsky,E.L. & Bonis,S.M.,(1976), Notes on earthquake shaking in soils, Guatemala earthquake of 4 february,1976,Army Eng. Waterways exp. station, Vicksburg,Miss.,Informal Rept. AD-A028-585.
Kuenen,P.H.,(1953), Significant features of graded bedding, Amer. Ass. of Petr. Geol. Bull.,vol.37,pp. 1044-1066.
Kuenen,P.H.,(1958), Experiments in geology, Geol. Soc. of Glasgow Trans., vol. 23, pp. 1-28.
Kuenen,P.H.,(1965), Value of experiments in geology, Geol. en Mijnbouw, vol. 44, pp. 22-36.
Kynch,G.J.,(1952), A theory of sedimentation, Trans. Faraday Soc.,48, pp. 166-176.

Lachenbruch,A.H., (1962), Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost, Geol. Soc. of Amer. Spc. Paper 70, 69 p.

Lamar,D.L.,Muir,S.G.,Merifield,P.M. & Reed,W.E.,(1979), Possible earthquake deformed sediments in Kern Lake, Kern county, California, Geol. Soc. of Amer. Abs. Proc.,vol. 11,(3), p. 88.

Lambreccht,L. & Thorez,J.,(1966), Filons clastiques intra-formationnels dans le Namurien de Belgique, C.-R. Acad. Sci. Paris, vol. 263,série D, pp. 1556-1559.

Laming,D.J.C.,(1966), Imbrication,paleocurrents and other sedimentary features in the lower New Red Sandstone, Devonshire,England, Jour. of Sed. Petr., vol. 36, pp. 940-959.

Lawler,T.B.,(1923), On the occurrence of sandstone dikes and chalcedony veins in the White River Oligocene, Amer. Jour. of Sci., vol. 5, pp. 161-172.

Leeder,M.R.,(1982), Sedimentology,process and product,George Allen & Unwin, 344p.

Lupher,R.L.,(1944), Clastic dikes of the Columbia Basin region,Washington and Idaho, Geol. Soc. of Amer. Bull.,vol. 55,(12), pp. 1431-1462.

Macar, Paul,(1948), Les pseudo-nodules du Famennien et leur origine, Ann. de la Soc. Géol. de Belgique,vol. 72, pp.47-74.

Macar,Paul,(1958), Les déformations pénécontemporaines de la sédimentation, Rev. Questions Sci.,vol.19,pp.5-33.

Marschalko,R.,(1972),The concept of clastic dikes, Geologicke prace, vol.58, pp. 231-238.

McArthur,D.S. & Onesti,L.J.,(1970),Contorted structures in Pleistocene sediments near Lansing,Michigan, Geogr. Annaler, vol. 52, pp. 186-193.

McCallie,S.W.,(1903), Sandstone dikes near Columbus, Georgia, Amer. Geol., vol.32, pp.199-202.

McKee,E.D.,(1938),Original structures in Colorado River flood deposits of Grand Canyon, Jour. of Sed. Petr., vol.8,(3), pp. 77-83.

McKee,E.D.,(1964), Inorganic sedimentary structures,in Imbrie, John & Newell, N.D.,eds., Approaches to paleoecology, N.Y., Wiley, ed., pp. 275-295.

McKee,E.D.,Crosby,E.J. & Berryhill,M.L. jr.,(1967), Flood deposits, Bijou creek, Colorado,June 1965, Jour. of Sed. Petr.,vol. 37, pp. 829-851.

McKee,E.D.,Douglas,J.R. & Rittenhouse,S.,(1971), Deformation of lee-side laminae in eolian dunes, Geol. Soc. of Amer. Bull., vol. 82, pp. 359-378.

McKee,E.D.,Evensen,C.G., & Grundy,W.D.,(1953), Studies in sedimentology of the Shinarump conglomerate of northeastern Arizona, U.S. Atomic En. Comm. Publ., RME-3089, 48 p.

McKee,E.D. & Goldberg,M.,(1969), Experiments on formation of contorted structures in mud.,Geol. Soc. of Amer. Bull.,vol. 80, pp. 231-244.

McKee,E.D.,Reynolds,M.A. & Baker,C.H.,(1962a), Experiments on intraformational recumbent folds in crossbedded sand, U.S.G.S. Prof. Paper 450-D,pp. 155-160.

McKee,E.D.,Reynolds,M.A. & Baker,C.H.,(1962b), Laboratory studies on deformation in unconsolidated sediment, U.S.G.S. Prof. Paper 450-D, pp. 151-155.

McRoberts, E.C. & Nixon, J.F.,(1976), A theory of soil sedimentation, Can. Geot.Jour., vol. 13, no.3, pp.294-310.

Michel,J.P., (1975), Périglaciaire des environs de Paris, Biuletyn Peryglacjalny,vol.24,pp. 259-352.

Middlemost,Eric,(1967), Note on the soft-sediment deformational structures in the basal beds of the Table Mountain Series, Cape Town, Geol. Soc. of South Africa Trans. & Procs., vol.71, pp. 119-120.

Middleton,G.V. & Hampton,M.A.,(1973), Sediment gravity flows: mechanics of flow deposition, Turbidites and Deep Water Sedimentation, Los Angeles, Pacific Section,S.E.P.M. Short course, pp. 1-38.

Migniot,C.,(1968), Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et leur comportement sous des actions hydrodynamiques, La Houille blanche, 7, pp. 591-620.

Mikulenko,K.N.,(1967), Submarine slump structures in Paleocene and Eocene deposits,Int.Geol. Review.,vol.9, pp.1353-1364.

Moerner,N.,(1982),Paleoseismicity: Fennoscandian records, EOS Trans., Amer. Geoph. Union,vol.63,(29),p.583.

Molnia,B.F.,Carlson,P.R. & Bruns,T.R.,(1977), Large submarine slide in Kayak Trough,Gulf of Alaska,Geol. Soc. of Amer., Rev. in Eng. Geol., vol.III, Landslides, pp. 137-148.

Montenat,C.,(1980), Relation entre déformations synsédimentaires et paleoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques Orientales, Espagne), Bull. de la Soc. Géol. de France, vol.22,(3), pp.501-509.

Munoz,J.N.G. & Singer,A.,(1977), Pre-Holocene lacustrine varves as indices of recent tectonic deformations in the western part of Caracas, Inst. de Mat. y Modelos Estructurales, Boletin Tecnico, Un. Central de Venezuela, vol. 57-58, pp.3-9.

Nagtegaal,P.J.C.,(1963), Convolute lamination,meta-depositional ruptures and slumping in an exposure near Pobla de Segur (Spain), Geol. en Mijnbouw, vol.42, pp. 363-374.

Nagtegaal,P.J.C.,(1965), An approximation to the genetic classification of non-organic sedimentary structures, Geol. en Mijnbouw, vol.44, pp. 347-352.

Neruchev,S.G. & Il'im,A.F.,(1959), O singenetich deformatsiyakh sledov v siniiskikh otolozheniyakh r. Mai v Svyazi s proyavlyeniyem syeysmichyeskikh tolchov,(About syngenetic deformation of layers in the Sinisi deposits in the River Mai in relation to evidence of seismic shock), Vses. Nauchno-Issled. Geol. Razeved. Inst. Trudy, vol. 130, pp.75-80.

Nichols,D.R., (1960), Slump structures in Pleistocene sediments of the Copper River Basin,Alaska, U.S.G.S. Prof. Paper

400-B, pp. 353-354.

Okko, Marjatta,(1967), Convolute lamination in a late Pleistocene deposit at Pannujarvi,Tuulos, Finland, Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, no. 229, pp.123-131.

Oldham,D. & Mallet,R.,(1872), Notice on some of the secondary effects of the earthquake of 10th January 1869, in Cachar, Geol. Soc. of London Quart. Jour., vol. 28, pp. 255-270.

Peterson,G.L.,(1966), Structural interpretation of sandstone dikes,northwest Sacramento Valley, California, Geol. Soc. of Amer. Bull., vol. 77, pp. 833-842.

Pettijohn,F.J. & Potter,P.E., (1964), Atlas and glossary of primary sedimentary structures, Springer-Verlag ed.,N.Y., 370p.

Potter,.P.E.,Maynard, J.B. & Prior, W.A.,(1980), Sedimentology of shale, Springer-Verlag, N.Y., 306 p.

Potter,P.E. & Pettijohn,F.J., (1977), Paleocurrents and Basin analysis, Springer-Verlag ed., N.-Y., 2nd. ed.,425p.

Prentice,J.E.,(1960), Flow structures in sedimentary rocks, Jour. of Geol., vol. 68, pp. 217-224.

Qamar,A. & Kogan,J.,(1981), Search for earthquake-related deformation in sediments of Flathead Lake,Montana, Seism. Soc. of Amer.,76th ann. meeting, Earthquake Notes, vol. 52,(1), pp. 72-73.

Rascoe,B.,jr.,(1975), Tectonic origin of pre-consolidation deformation in late Pennsylvanian rocks, Bartlesville, Oklahoma, Amer. Ass. of Petr. Geol. Bull., vol. 59, pp. 1626-1638.

Reinmitz,E & Marshall,N.F.,(1965),Effects of the Alaska earthquake and tsunami on the recent deltaic sediments, Jour. of Geoph. Research, vol. 70, pp.2363-2376.

Rettger,R.E.,(1935), Experiments on soft-rock deformation, Amer. Ass. of Petr. Geol. Bull.,vol.19, pp. 271-292.

Rice,R.C.,(1939), Contorted bedding in the Trias of Northwest Wirral, Liverpool Geol. Soc. Procs.,vol. 19, pp. 361-370.

Russ,D.P.,(1979), Late Holocene faulting and earthquake recurrence in the Reelfoot Lake area,Northwestern Tennessee, Geol. Soc. of Amer. Bull., part I, vol. 90, pp. 1013-1018.

Russell,W.L.,(1927), The origin of the sandstone dikes of the Black Hill region, Amer. Jour. of Sci.,vol. 14, pp. 402-408.

Sanders,J.E., (1960), Origin of convoluted laminae, Geol. Mag., vol. 97, pp. 409-421.

Sanders,J.E.,(1965), Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms,in Middleton,G.V.,ed., "Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation ", Soc. Econ. Paleont. and Miner., Spc. Publ. 12, pp. 192-219.

Schofield,R.K. & Keen,B.A.,(1929) , Rigidity in weak clay suspensions, Nature, v. 123, pp. 492-493.

Seed,H.B.,(1968), Landslides during earthquakes due to liquefaction, Jour. of the Soil Mec. & Found. Div.,ASCE, vol.94,pp. 1053-1122.

Selley,R.C.,(1969), Torridonian alluvium and quicksands, Scott. Jour. Geol., vol. 5, pp.328-346.

Selley,R.C.,Shearman,D.J.,Sutton,J. & Watson,J.V.,(1963), Some underwater disturbances in Torridonian of Skye and Raasy, Geol. Mag., vol. 100, pp. 224-243.

Sharp,R.P.,(1942), Periglacial involutions in northeastern Illinois, Jour. of Geology,vol. 50,pp. 113-133.

Shaw,J.,(1977), Sedimentation in an alpine lake during deglaciation, Okanagan Valley, British Columbia, Geogr. Annaler, vol. 59, pp. 221-240.

Shrock,R.R.,(1948), Sequence in layered rocks,McGraw-Hill Book Co.,507 p.

Sieh,K.E.,(1978), Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas Fault at Palett Creek, California, Jour. of Geoph. Research, vol. 83,(38), pp. 3907-3939.

Sikirdji,L.,(1982), Etude sédimentologique et géotechnique des alluvions déposées dans la retenue du Chambon (vallée de la Romanche-Isère) après 45 ans d'exploitation, Un. Sci. et Médicale de Grenoble, I.R.I.G.M., thèse de doctorat de 3ième cycle, 196p.

Sims,J.D.,(1973), Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman lake, San Fernando,California, Science, vol. 182, pp. 161-163.

Sims,J.D.,(1975), Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments, Tectonophysics, vol. 29, pp. 141-152.

Sims,J.D.,(1978a), Annotated bibliography of penecontemporaneous deformational structures in sediments, 1819-April 1978, U.S.G.S., Open File Report 78-510, 79p.

Sims,J.D.,(1978b), Deformational structures in soft sediments, U.S.G.S. Prof. Paper 1100, p. 264.

Sims,J.D.,(1979), Records of prehistoric earthquakes in sedimentary deposits in lakes, Earthq. Inf. Bull.,vol. 11,(6), Methods for earthquake prediction, part 10, pp. 228-233.

Siro,L.,(1976), Liquefaction of sands in Friuli during May 6 and September 15,1976 earthquakes, Boll. di geof. teorica ed applicata, vol.19 (72), pp. 909-932.

Smith,A.J.,(1959), Structures in the stratified late-glacial clays of Windermere,England,Jour. of Sedim. Petr., vol. 29, pp.447-453.

Smith,A.J. & Rast,N.,(1958), Sedimentary dikes in the Dalradian of Scotland, Geol. Mag., vol. 95, pp.234-240.

Smith,K.G.,(1952), Structure plan of clastic dikes, Amer. Geoph. Union Trans., vol. 33, pp. 889-892.

Smith,W.E.T.,(1962), Earthquakes of Eastern Canada and adjacent areas, 1534-1927,Publ. of the Dominion Obs., Ottawa, vol. XXVI, no.5,pp. 271-301.

Smith,W.E.T.,(1966), Earthquakes of Eastern Canada and adjacent areas, 1928-1959,Publ. of the Dominion Obs., Ottawa, vol. XXXII, no.3, pp. 87-121.

Stewart,A.D.,(1962), Greywacke sedimentation in the Torridonian of Colonsay and Oronsay, Geol. Mag., vol.99, pp.399-419.

Stewart,H.B. jr.,(1956), Contorted sediments in modern coastal lagoon explained by laboratory experiments, Amer. Assoc. of

Petr. Geol. Bull., vol.40, pp.153-179.
Straaten,van,L.M.J.U.,(1949), Occurrence in Finland of structures due to subaqueous sliding of sediments, Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, no. 144, pp.9-18.
Tada,Mokohiko,(1968), On the sedimentary structure observed in the Miocene Musuzawa Formation, Shizukuishi Basin, Iwate-gun, Iwate Prefecture, northeast Japan, Iwate Un. Tech. Report, vol.3, pp. 29-42.
Talaganov,K.,Petrovski,J. & Mihailov,V.,(1981), Soil liquefaction seismic risk analysis based on post 1979 earthquake observations in Montenegro, Proc. Int. Conf. on Recent Adv. in Geot. Eng. & Soil Dyn., Rolla,Missouri, pp. 691-697.
Ten Haaf,E., (1956), Significance of convolute lamination, Geol. En Mijnbouw, (NW Ser.) 18e, pp. 188-194.
Terzaghi,K. & Peck,R.B.,(1967), Soil mechanics in Engineering Practice, 2nd. ed.,John Wiley & Sons, New-York.
Theakstone,W.H.,(1976), Glacial lake sedimentation,Austerdalisen, Norway, Sedim.,vol. 23, pp. 671-688.
Tuthill,S.J. & Laird,W.M.,(1966), Geomorphic effects of the earthquake of March 27, 1964, in the Martin-Bering Rivers area, Alaska, U.S.G.S. Prof. Paper 543-B, 27 p.
Twenhofel,W.H.,(1932), Treatise on sedimentology, Williams & Wilkins Co. ed.
Verzilin,N.N.,(1961), Diversity of evidence of ancient earthquakes in lower Cretaceous deposits of northern Fergania, Leningrad Universitet Vestnik, Geologiia i Geografiia, vol. 24, pp. 30-41.
Vitanage,P.W.,(1954), Sandstone dikes in the South Platte area, Colorado, Jour. of Geol., vol.62, pp.493-500.
Virkkala,K., (1959), On the Late Glacial frost phenomena in southern Finland, Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, no.184, XXXI, pp. 21-39.
Wang,Z.Q., (1981), Macroscopic approach to soil liquefaction, Int. Conf. on Recent Adv. in Geot. Earthq. Eng. & Soil Dynamics, Rolla , Missouri, vol.1, pp. 179-185.
Wang,Z.Q.,Fang,H.Q. & Zhao,Shu-Dong,(1983a), Macroscopic features of earthquake-induced soil-liquefaction and its influence on ground damage, Can. Geot. Jour.,vol. 20, (1), pp. 61-68.
Wang,Z.Q.,Fang,H.Q. & Zhao,Shu-Dong,(1983b), Surface displacements in relation to shallow surface fractures and deep faulting, Can. Geot. Jour., vol. 20, (2), pp. 242-250.
Waterston,C.D.,(1950), Note on the sandstone injections of Eathie Haven, Cromarty, Geol. Mag., vol. 87, pp. 133-139.
Weaver,J.D.,(1976), Seismically-induced load structures in the basal coal measures,South Wales, Geol. Mag., vol. 113,(6), pp. 535-543.
Weaver,J.D. & Jeffcoat,R.E.,(1978), Carbonate ball and pillow structures, Geol. Mag., vol. 115,(4), pp. 245-253.
Yanushevich,Yu.D.,(1972), Clastic dikes in sedimentary rocks of the northwestern Caucasus, Lithology and Mineral Resources, vol. 7, pp. 391-392.
Zupan,A.J. & Abbot,W.H.,(1975), Clastic dikes: evidence for

post-Eocene tectonics in the Upper Coastal Plain of South Carolina, South Carolina Dev. Board, Div. of Geol., Geol. Notes, vol. 19, pp. 16-23.

APPENDICE I

CLASSIFICATION - CODIFICATION

GROUPE	CODE	
		TYPE DE DOCUMENT
1	A	LIVRE-MANUEL-TRAITE
	B	ARTICLE
	C	NOTE TECHNIQUE
	D	RAPPORT DE RECHERCHE (SPECIAL PAPER - Thèse)
	E	RESUME - ABSTRACT
	F	AUTRE
		NATURE DU DOCUMENT ET DU TRAVAIL
2	A	DESCRIPTIF
	B	ANALYTIQUE - THEORIQUE
	C	EXPERIMENTAL
	D	ANALYSE MECANIQUE - LABORATOIRE
	E	GEOTECHNIQUE
	F	GEOPHYSIQUE
	G	AUTRE
		NATURE DE LA DEFORMATION MENTIONNEE
3	A	PENECONTEMPORAINE (SYNDEPOSITIONNELLE)
	B	INTRAFORMATIONNELLE
	C	POSTLITHIFICATION
	D	AFFECTE UN LIT, UNE COUCHE
	E	AFFECTE PLUSIEURS LITS, PLUSIEURS COUCHES
		TYPE DE LA DEFORMATION MENTIONNEE
4	A	ONDULATIONS, "CONVOLUTE LAMINATIONS, LAMINAE"
	B	"CONTORTED BEDDING, CROSS-BEDDING"
	C	"BALL-PILLOW", NODULES, PSEUDO-NODULES
	D	"LOAD CAST" (EMPREINTE DE CHARGE)
	E	FRACTURE, FAILLE, FISSURE
	F	PLIS MAJEURS
	G	"SAND VOLCANOES, MUD VOLCANOES"
	H	"CLASTIC DIKES" - REMPLIES PAR LE HAUT
	I	"CLASTIC DIKES" - REMPLIES PAR LE BAS
	J	DIAPIRS
	K	GLISSEMENTS - "SLUMPING" - "SLIDING" (SOUS-MARIN incl.) STRUCTURES DE GLISSEMENT
	L	OLITOSTROMES
	M	TURBIDITES
	O	FENTES DE GEL - COIN DE GLACE - CRYOTURBATION
	P	TASSEMENT
	Q	STRUCTURES CYLINDRIQUES ("SAND PIPES")
	R	BOUDINAGE

GROUPE	CODE	
		MATERIEL AFFECTE
5	A	NON CONSOLIDE
	B	CONSOLIDE (NON LITHIFIE)
	C	LITHIFIE
	D	DEPOT DU PLEISTOCENE
	E	DEPOT ANTERIEUR AU PLEISTOCENE
	F	ARGILE
	G	SABLE-SILT
	H	GRAVIER
	I	AUTRES (charbon)
		ORIGINE DE LA DEFORMATION
6	A	PHENOMENE GLACIAIRE - PERIGLACIAIRE - GEL
	B	LIQUEFACTION
	C	ONDES SEISMIQUES - CHOC SEISMIQUE
	D	EFFETS DE DENSITE
	E	EFFETS DE GRAVITE (compaction -)
	F	EFFETS DE COURANTS, DE VAGUES
	G	TECTONIQUE
	H	INJECTION MAGMATIQUE
	I	EFFETS DE PRESSION
	J	DESSICATION
	K	GAZ
	L	NON MENTIONNEE
		TERRITOIRE OU LE PHENOMENE EST OBSERVE
7	A	A SUBI LA GLACIATION
	B	N'A PAS SUBI LA GLACIATION
	C	GLACIATION NON MENTIONNEE
	D	TERRAIN A ACTIVITE SEISMIQUE
	E	TERRAIN SANS ACTIVITE SEISMIQUE
	F	ACTIVITE SEISMIQUE NON MENTIONNEE
		COMMENTAIRES
8	A	DESCRIPTION DE LA DEFORMATION (amplitude, longueur d'onde)
	B	SI VIBRATIONS, MAGNITUDE DU SEISME - DUREE
	C	MATERIEL - TENEUR EN EAU - PRESSIONS INTERSTITIELLES
	D	ESSAIS AU LABORATOIRE - TRIAXIAL - BOITE DE CISAILLEMENT
	E	VALEURS MESUREES (Sensibilité, résistance au cisaillement)
	F	MENTIONNE CLASSIFICATION DES DEFORMATIONS
	G	MENTIONNE CRITERES